

Узагальнення до підпункту 2.6.3.1

В східній частині Приазовського мегаблока розвинуті динамо-метаморфічні структури чотирьох генерацій. Це смугастість вторинного розшарування і гранітизації (порфиробластезу), сланцюватість, структури розлінзування та підвороту. На мікрорівні, окрім зазначених дислокаційних утворень, спостережені структури односпрямованого заміщення і перекристалізації. Кожна з генерацій структур є результатом одного етапу тектонічних трансформацій (структурних й речовинних перетворень) кристалічного фундаменту. Структури (вторинного розшарування, розлінзування...) кожної з наступних генерацій в різній мірі затушовують структури кожної з попередніх генерацій, розвиваючись за рахунок їх речовини. Тобто, з кожним етапом тектонічних трансформацій, формувалися породні новоутворення (структури, породні тіла), що є конструктивним структуруванням. Такі утворення різних генерацій різняться між собою ступенем метаморфізму, інтенсивністю речовинно-структурних перетворень, будовою, просторовим розміщенням. Структури-складові (лінзи, смугастість, сланцюватість) кожної генерації високовпорядковані, одностепенні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною (адже вони є мономінеральними (-породними) агрегатами). Зазначене посвідчує про сумісне й взаємопов'язане формування і розвиток речовини і її морфологічного виразу (структур). Така досконала будова і всепроникна кореляція параметрів докембрійських утворень, що формують східну частину УЩ, указують на наявність при її становленні тектонічного керівного параметру. А саме: викладені вище факти свідчать, що всі без виключення породні різновиди геологічних тіл в об'ємі середовища, що відповідає лужним-сублужним масивам Східного Приазов'я та їх обрамленню, були неодноразово задіяні здвиговою течією (залучені до здвигових переміщень у супроводі речовинних перетворень). Просторове розміщення таких здвигів відображене в розташуванні площин **a:v** структур, що вивчалися; Р-Т параметри реалізації здвигів відповідали умовам за яких відбувалися перерозподіл й перекристалізація речовини. Власне сублужні-лужні масиви Східного Приазов'я остаточно оформились на четвертому етапі

дислокаційних перетворень субстрату. Субгоризонтальне розшарування масивів і «генетичний ряд» за [207, гл.1 та ін.]: плагіоклазит – сублужне ферогабро – сієніт – кварцовий сієніт, які інтерпретуються зазначеними дослідниками, як такі, що відображають процес диференціації висхідної магми, за нашими даними є результатом синдеформаційних перетворень (тектоно-метаморфічної диференціації, заміщення й перерозподілу) первинної речовини (також в гл. 3 [207] стверджується про «куполи гранітизації»). Адже в рамках концепцій, що пропонуються попередниками про осадове походження вмісних порід, диференціацію магми, метасоматоз чи палінгенез при формуванні лужних-сублужних масивів Приазов'я приходить припускати присутність здібності таких процесів до всепроникного впорядкування речовинних й структурних атрибутів об'єктів, які вище розглядалися.

Таким чином, досліджувана частина УЩ є структурою перетину різновікових зон в'язких розломів, а геологічний об'єм, що відповідає Кальміус-Єланчикському, Південно-Кальчицькому й Анадольському масивам – зоною стрес-здвигової гранітизації і порфіробластезу первинних порід. Іншими словами, сублужні масиви набули сучасних форм й петро-структурної організації в результаті декількоетапних здвигових деформацій у супроводі речовинних перетворень разом з вмісними, а не вкорінювалися в них з утворенням складкоподібних структурних форм. Остаточо вони оформились на четвертому етапі (для східного Приазов'я) дислокаційних перетворень субстрату, при порівнянні з західним Приазов'ям й іншими мегаблоками УЩ, це п'ятий етап.

(Смугастість генерації-1 є фрагментами першої (для досліджуваної території) зони (зон?) в'язких розломів; тому масштаби зони в цілому не визначені, так як вона значно перероблена перетвореннями наступних етапів. Знаючи, що подібні фрагменти проявлені у всіх мегаблоках УЩ, що описано в попередніх підрозділах, також [112, 123], можна стверджувати, що в'язкорозломними перетвореннями даного етапу була задіяна вся територія УЩ. Їх вік (за даними попередників) – більше 2,8 млрд років. Структури генерацій-2 — 3 є фрагментами відповідних в'язкорозломних зон, вони також в різній мірі

проявлені у всіх мегаблоках УЩ в часові мітки 2,8 та 2,0 млрд років тому. Вважається [123], що об'єм охоплений перетвореннями даних етапів перевищував розміри УЩ. Геологічний об'єм розвитку лужних-сублужних масивів УЩ відповідає частинам в'язкорозломних зон четвертої генерації. Просторове розташування мезоструктур (на рівні відслонень) відображає розміщення зон в цілому).

2.6.3.2 Структурно-речовинна організація південної частини Октябрського масиву. Досліджувалася південна частина Октябрського масиву нефелінових сієнітів Приазовського мегаблока Українського щита. Вік нефелінових сієнітів масиву 1794 ± 6 млн років [34, 96, 248]. Безпосередньо детально вивчалися геологічні тіла, що за мінеральним складом відповідають маріуполітам – егірин-альбітовим нефеліновим сієнітам. Із численних робіт попередників [96, 117, 248] відомо, що мінеральний склад маріуполітів кількісно та якісно не постійний. Не існує і єдиної точки зору на генезис цих порід. Частіше всього вони розглядаються як магматичні, або метасоматичні, також як дайкові, чи жильні утворення Октябрського масиву. В першому наближенні, геологічні тіла, що сформовані маріуполітами дійсно дайкоподібні, адже представлені згідним перемежуванням лінзо-плитоподібних тіл (пакетів) різнорідних порід субвертикального падіння і субмеридіонального до північно-східного простягання (рис. Б.2.113-115). Потужності таких тіл варіюють від декількох сантиметрів до перших метрів. Їх різнорідність обумовлена відмінними структурно-текстурними особливостями та варіаціями мінерального складу від пакету до пакету. При цьому в кожному з пакетів міститься увесь набір мінералів притаманний маріуполітам, але з різним відсотковим вмістом того чи іншого мінералу. За відзначеними ознаками виділяються наступні генералізовані різновиди пакетів (А – В).

А) За структурою дрібнозернисті, цукроподібні, рівномірнозернисті; текстурно – близькі до масивних. Дані пакети майже повністю складені альбітом;

всі інші мінерали, що характерні для маріуполітів, займають до 10-15% об'єму пакетів даного типу.

Б) Структурно дрібно-середньозернисті, мінеральні зерна за формою анізотропні, зібрані в подовжені агрегати з $a:c$ (співвідношення довгої осі до короткої) до 5-7, що формує сланцювату текстуру породного наповнення пакетів даного типу. В цих пакетах вміст меланократових мінералів сягає 35-40% від загального об'єму мінералів, що властиві маріуполітам. Розподіл меланократових мінералів та їх агрегатів в об'ємі пакетів різний – від рівномірного до сегрегації їх в лінзо-смуги потужностями від декількох міліметрів, до перших сантиметрів. Ці смуги чергують з лейкократовими, що за складом є або суттєво альбітові, або суттєво нефелінові, рідше змішаного складу. Таке чергування мелано- та лейкосмуг формує лінзово-смугасту будову (текстуру) цих пакетів (рис. Б.2.113-115). Всі спостережені ознаки пакетів маріуполітів даного типу свідчать про їх формування в здвигових умовах, за [113, 123, 126, 171, 192, 238, 272].

В) За структурою крупно- до гігантозернистих, мінерали близькі до ідіоморфних. Їх розподіл в об'ємі пакету різний, від рівномірного, без якої-небудь впорядкованості, до нерівномірного з елементами сланцюватості. Останнє обумовлено розосередженням крупних зерен (до 5-7 см) нефеліну, егірину й інших мінералів за площею одностежно, що виражено їх лінзоподібними формами, однаковою орієнтацією довгих осей цих форм – паралельно межах пакетів, також ланцюжкоподібним розміщенням зерен та їх агрегатів; або ж у вигляді віял (сонць). Окрім зазначеного, на межах зі сланцювато-смугастими пакетами (типу Б), в крупнозернистих мінералах даних пакетів мають місце ознаки ротації (рис. Б.2.113, 114). Вони фіксуються за розосередженням мінералів й їх агрегатів на окремі частини по субкільцевій траєкторії, за таким же розміщенням в них включень, також за затіканням матеріалу зі сторони сланцюватих різновидів маріуполітів в міжкрупнозернистий простір (структури заповнення простору) (рис. Б.2.114). Тобто петро-структурне наповнення пакетів типу-В формувалося в рухомому, здвиговому середовищі.

Окрім крупнозернистих пакетів маріуполітів, що вище описані, мають місце подібні утворення в яких окремі зерна та їх агрегати (наприклад, егірину) розвиваються по всім вище охарактеризованим різновидам пакетів маріуполітів. Зазначене виражене тим, що ці пізніші агрегати вміщують рештки мінеральних асоціацій пакетів, що описані вище; контури їх є січними до контурів агрегатів в пакетах типів А – В, а розміщення не підпорядковане обмеженням виділених пакетів [287].

Узагальнення до підпункту 2.6.3.2

Таким чином, петро-структурна організація докембрійських утворень складу маріуполітів лінзоподібно-смуриста, пакетовидна. Кожен з таких пакетів характеризується структурно-текстурним узором певного типу. Їх виділено три. Та чи інша структурна форма, в межах узору, сформована певними (властивими лише їй) мінеральними агрегатами. Така структурно-речовинна взаємозалежність повторюється на всіх ієрархічних рівнях пакетів. Логічно очікувати, що й інші характеристики маріуполітів є впорядкованими та підпорядкованими будові і обмеженням лінз – пакетів. Описані структурні форми (лінзи, смугастість, роли) кваліфікуються [113, 123, 126, 171, 192, 238, 272] як залишкові деформаційні утворення, які формуються в умовах здвигу за механізмом перерозподілу речовини й односпрямованої перекристалізації. Тому, Р-Т параметри здвигового середовища відповідали умовам стійкості мінеральних парагенезисів маріуполітів.

Отже, структурні узори й речовинна неоднорідність досліджуваної частини кристалічного фундаменту, як такі, що повністю корелюються між собою є результатом єдиного процесу структурно-речовинних перетворень первинного субстрату. Головною рушійною силою перетворень були – здвигові переміщення, що провокували диференціацію первинною речовини з формуванням відносно гомогенних бласт нефеліну, егірину, альбіту й ін.

Відносно Кальміус-Сланчикського, Південно-Кальчицького й Анадольського масивів, становлення геологічних тіл складу маріуполітів

Октябрьського масиву пов'язуємо з етапом дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту, що проявився четвертим в їх межах. Більш давні парагенезиси вважаємо знищеними під дією структурних й речовинних синздвигових трансформацій.

Узагальнення до пункту 2.6.3

Досліджуваний фрагмент УЩ (Східно-Приазовський блок) є результатом тектоно-метаморфічних трансформацій докембрійського субстрату щонайменше в п'ять етапів (рис. 2.116, 117, табл. 2.6). Такі трансформації відбувались у суттєво здвигових умовах при змінах напрямків тектонічних напружень та Р-Т значень середовища. Дислокаційні перетворення для перших чотирьох етапів, це орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини, реалізувались в Р-Т умовах від гранулітової фації метаморфізму до зеленосланцевої; пізніші перетворення оречовинені, переважно, в крихкому руйнуванні раніш утворених геологічних тіл в холодних умовах. Тектонічні трансформації кожного з етапів провокували появу нової генерації структурно-речовинних новоутворень. На ділянках їх накладення сформувались гібридні (складні) дислокаційні структури, які об'єднують у собі структурні парагенезиси усіх етапів еволюції докембрійського субстрату.

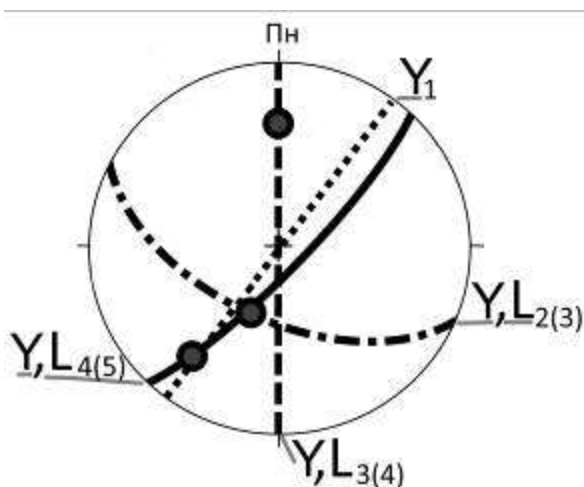


Рис. 2.116. Узагальнена проекція на верхню півсферу метаморфогенних структурних елементів на провідні 5 етапів становлення структурного малюнку Східноприазовського блоку. Нижні індекси – генерації структур, в дужках – при порівнянні з Західноприазовським блоком. Інші умовні позначки див. вище

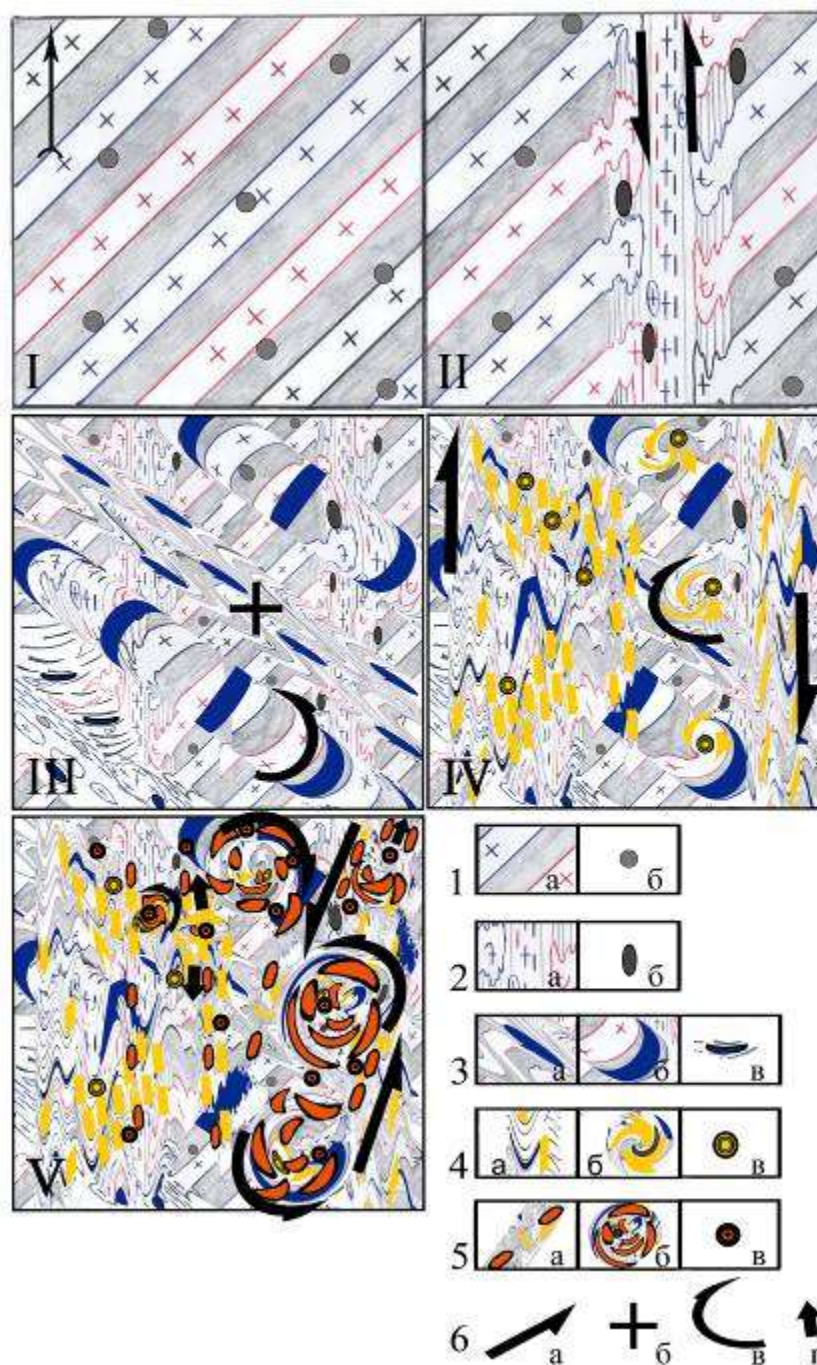


Рис. 2.117. Поетапна схематизована модель формування структурного плану східної частини Приазовського мегаблоку УЩ: II – на час 3,2 млрд років тому, III – 2,8, IV – 2,0, V – 1,8 млрд років тому. 1 – 5 – позамасштабне, узагальнене зображення структурно-речовинних новоутворень (структур) на відповідні етапи трансформацій кристалічної основи. 1а – структури і 1б – рудні об'єкти етапу I; 2а – структури і 2б рудні об'єкти етапу II; 3а – суттєво здвигові структури, 3б – супутні їм структури ротації, 3в – рудні об'єкти етапу III; 4а – суттєво здвигові структури, 4б – супутні їм структури ротації, 4в – рудні об'єкти етапу IV; 5а – суттєво здвигові структури, 5б – супутні їм структури ротації, 5в – рудні об'єкти етапу V. 6 – напрямки здвигових переміщень (в сучасних координатах): 6а – субгоризонтальні, 6б – субвертикальні, 6в – по субкільцевим траєкторіям; г – розтягу

Таблиця 2.6

Структурно-вікова шкала для Західно-Приазовського (А) та Східно-Приазовського (Б) блоків

Етапи становлення / індекс на діаграмі (рис. 2.107, 116)		Провідні дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Малі дислокаційні структури / усереднений азимут простягання		Р-Т умови		Геологічне середовище відповідно [96]		Вік, млн років
А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А	Б	А/Б
0	?	реліктові тіла	?	реліктові тіла	?	гранулітової фації метаморфізму (катазона-0)		Релікти	?	> 3,2
1 / Y ₁	Y ₁	релікти зон синмігматичної смугастості / 0		реліктові тіла, смугастість / 40		грануліт-амфіболітової фації метаморфізму (катазона-1)		Західноприазовська серія; вовчанська та драгунська товщі		- // -
2 / Y ₂	?	релікти в'язких розломів / 0	?	смугастість, сланцюватість, лінійність / 0	?	амфіболітової фації метаморфізму з реліктами гранулітової (катазона-2)		каїнкулацька, новогурівська товщі, ремівський комплекс	?	3,2 [33, 96, 240]
3 / Y, L ₃	Y, L ₂₍₃₎	в'язкі розломи / 320		сланцюватість, лінзи, смугастість / 320; лінійність крута		амфіболітової фації метаморфізму (катазона-3)		косівцевська, новогурівська товщі, осипенківська серії; гайчурський, сорочинський, добропільський, шевченківський, токмацький й старобогданівський комплекси		2,8 [33, 96, 166]
4 / Y, L ₄	Y, L _{3 (4)}	в'язкі розломи / 0		порфиробластична сланцюватість та новоутворена смугастість-		амфіболітової фації метаморфізму + епідот- амфіболітової (катазона-4)		дібровська, гуляйпільська, садова світи; каратюцький, салтичанський, анадольський, обіточненський, хлібодарівський та чернігівський комплекси		2,0 [34, 96, 279]
5 / Y, L ₅	Y, L ₄₍₅₎	в'язкі розломи 0 40		повторні сланцюватість, смугастість, розлінування		епідот-амфіболітова фація метаморфізму до зеленосланцевої (ката- мезозона)		поодинокі зони по древнішим утворенням	кам'яномогильський, південнокальчицький, октябрьський комплекси	1,8 [34, 96, 207]
6 окремі крихко-в'язкі розломи / наслідують простягання попередніх утворень				Кліваж		холодні умови (епізона-1)		- // -	поодинокі зони по древнішим утворенням	< 1,8
7	?	поодинокі зонки	?	розлінування, синметасоматичний кліваж	?	зеленосланцевої фації (мезозона)	?	- // -	?	- // -
8 поодинокі крихкі розломи / 90, 0, 45				тріщини, катаклаз, площини ковзання		холодні умови (епізона-2)		всі попередні утворення		- // -

В межах діляниць високої інтенсивності дислокаційних трансформацій первинні парагенезиси, не рідко, є повністю знищеними й сформовані фактично безреліктові структурно-речовинні новоутворення.

Внаслідок послідовного у просторі і часі виникнення та накладення дислокаційних структур макрорівня створено на палеопротерозойський час дислокаційну систему здвигу/ротації (рис. 2.117). Ця система сформована зі складових лінійних та субкільцевих тіл, які структурно зональні та сформовані з більш високорангових геологічних тіл.

Дані про ротацію окремих фрагментів Східноприазовського блока при його становленні відомі з робіт О.І. Слензака [199], В.І. Альохіна [1], В.О. Привалова [189].

Як зазначалося вище, після достовірно встановленого віку в 1,7 млрд років ранньопротерозойського тектогенезу (5-й етап за нашими даними), виділяється ще до 6-ти етапів тектонічних перетворень в межах досліджуваної території [1, 15, 123, 173, 187, 239]. Це рифейський, девонський (донбаський рифтогенез), пермський (герцинська складчастість), палеогеновий (ларамійський), неогеновий (аттичний) та четвертинний етапи.

В герцинський етап, заальську фазу (післяранньопермська-дотріасова) за [123], розвитку досліджуваної території сформувався стильський комплекс тектонітів. На макрорівні, це крупноблоковий меланж поліміктового складу, лускувато-надвигової морфології при південно-західній вергентності.

Орієнтація сітки надвигів у цілому похила в північно-східному напрямку. Просторове розміщення меланжу відображує існування складчастої області, яка охопила територію не лише Дніпровсько-Донецького рифту, а й Приазовського мегаблоку, і, можливо, й інші мегаблоки УЩ. При цьому, Воронезький масив надвигався на палеозойський осадовий басейн, а він, в свою чергу, – на Приазов'я, деформуючи докембрійські утворення [123].

На мезорівні тектоніти даного етапу представлені глинистими мілонітами, катаклазитами, брекчіями вміщуючих порід, бластокатаклазитами; також

супутніми їм метасоматитами – аргілізитами, пропілітами, березитами [123].

В зоні максимальних деформацій (зчленування Донецької складчастої споруди з Приазовським мегаблоком УЩ) відомі прояви колізійного магматизму (південно-донбаський комплекс), обширні поля меланжування і повторення розрізів палеозою [123]. При цьому, горизонтальне скорочення ширини висхідних осадових формацій палеозою перевищує 100 км.

В цілому ж встановлена ширина зони герцинських надвигових деформацій в Україні перевищує 200 км в хрест простягання складчастої області. Простеженню її за простяганням завадив широкий розвиток мезозойських відкладів [123].

Ларамійський етап (палеоцен). До його прояву, на досліджуваній території сформувався горизонтально-шаруватий осадовий чохол мезозойського віку [123]. Ларамійські деформації призвели до складчастості мезозойського чохла та появи сокольцовського комплексу тектонітів. Його вергентність фактично перпендикулярна герцинській.

Конфігурація сітки сокольцовських тектонітів відображає існування лускувато-надвигової складчастої області з підкидо-здвиговими ділянками, яка розповсюджена майже на всій території України.

На мезорівні тектоніти представлені катаклазитами, мілонітами, блатомілонітами, ультрамілонітами та псевдотахілітами; також супутніми їм метасоматитами пропіліт-березит-аргілізитового ряду.

Рухи ларамійського етапу призвели до надвигання Приазовського мегаблоку на палеозойську складчасту споруду Донбасу [123].

Атичний етап. До його прояву був пенепленизований ларамійський ороген [123]. Колізійні рухи аттичного етапу деформували кайнозойський (допліоценовий) осадовий чохол та створили тектоніти шумилівського комплексу. Північно-східна вергентність аттичних рухів майже перпендикулярна ларамійським.

Просторове розповсюдження зон тектонітів даного комплексу відображає широкий, але нерівномірний розвиток аттичних деформацій по всій території України. Морфологія сітки указує на переважно лускувато-надвиговий стиль

рухів в центральних частинах України; в південних областях проявлений і навіть переважає правосторонньо-підкидо-здвиговий стиль тектоніки. Результати цих рухів відображені в сучасному рельєфі [123].

На мезорівні тектоніти даного етапу представлені: брекчіями, глинистими мілонітами, бластомілонітами, бластокатаклазитами, які супроводжуються метасоматитами складу від березитів до пропілітів.

Верховцевим В. [15] виділяються прямолінійні системи розломів – ортогональна та діагональна, також кільцеві геоструктури. Вони, переважно, є новітніми утвореннями та успадковують структурний малюнок кристалічного фундаменту, що сформований в докембрії, або ж розвинуті відповідно регматичній сітці.

Висновки до розділу 2

1. Виконаний комплексний аналіз дислокаційних утворень в межах УЩ дозволив встановити, що у всіх мегаблоках та шовних зонах УЩ тектонічні перебудови були проявлені подібно: в декілька етапів дислокаційних перетворень при зміні напрямків палеонапружень та переважно регресивній зміні тисково-температурних умов зазначених перебудов. А саме, в усіх мегаблоках УЩ простежується зміна структурних планів від північно-східного простягання, через меридіональне, північно-західне до повторних субмеридіонального та північно-східного. Дислокаційні перетворення для перших трьох структурних планів відповідали Р-Т умовам від гранулітової до амфіболітової фацій метаморфізму, вони сформовані геологічними тілами з віком $> 3,2$, $3,2$ та $2,8$ млрд років. Дислокаційні перетворення при становленні повторних субмеридіонального та північно-східного структурних планів відповідали умовам від амфіболітової до зеленосланцевої фацій метаморфізму, вони сформовані геологічними тілами з віком $2,0$ та $1,8$ млрд років. Молодші тектонічні деформації відбувались в холодних умовах.

При цьому, в усіх мегаблоках УЩ, на час $2,0$ млрд років тому, здвигіві

переміщення були правосторонні, хвости супутніх структур ротації закручені ліворуч; на час 1,8 млрд років тому здвигові переміщення були лівосторонні, хвости супутніх структур ротації закручені праворуч.

Якщо прийняти, що оберт докембрійського структурного плану УЩ до 2,0 млрд років тому відбувався проти годинникової стрілки, то відповідно до відзначених вікових міток, це відбувалося зі швидкістю в 45° на 400 млн років, або в середньому 1° на 8,9 млн років, чи $0,11^\circ$ на 1 млн років. Якщо відштовхуватись від того, що на час 2,0 млрд років тому ротація змінилась правосторонньою [123, 173], то цей процес відбувався з середньою швидкістю в 22° на 400 млн років, або в середньому 1° на 18,8 млн років, чи $0,05^\circ$ на 1 млн років.

Схожий прояв змін структурних планів для всіх мегаблоків УЩ свідчить, що на відповідних етапах тектонічних перебудов всі мегаблоки мали спільні умови тектогенезу й формування структурних малюнків в них відбувалося під дією загальних, вірогідно глобальних, тектонічних напруг.

2. Докембрійські дислокаційні структури всіх генерацій, від макро-, до мікрорівня, формують суттєво здвигові структурні малюнки.

3. Кожен із вищевідзначених тектонічних імпульсів провокував утворення нових породних тіл, взаємодія яких створила перехресний (гібридний) структурний малюнок УЩ. Найбільш тотально проявилися структурні й речовинні трансформації четвертого із виділених етапів ($\sim 2,0$ млрд років тому) з формуванням суттєво здвигових дислокаційних систем. Це, Приазовська дислокаційна система (Приазовський мегаблок УЩ та ОПШЗ), Придніпровська (Придніпровський мегаблок і суміжні шовні зони), Інгульська (Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони) та інші. Як показано, їх становлення відбувалося в декілька тектонічних імпульсів, за Р-Т умов динамо-метаморфічних перетворень речовини геологічних тіл, що їх формують. (Обґрунтування становлення подібних зон в дещо іншому ракурсі подано в роботах [123, 170, 189, 199, 259, 260, 264, 265, 267-269, 278]).

4. Крайові частини мегаблоків (відносно центральних), як результат суттєво

здвигових трансформацій, є більш інтенсивно структурно й речовинно трансформованими і разом з шовними зонами УЩ віднесені до лінійних складових здвигових систем (відштовхуючись від того, що шовні зони УЩ є епіцентрами субмеридіональної палеопротерозойської лінеаризації [173], яка хвилеподібно розповсюджувалася в напрямку від шовних зон до центральних частин мегаблоків [80, 173]). Лінійні складові здвигових систем відповідають зонам меланжу й скучування, композитним тривимірним лінеаментам, осьовим ділянкам здвигової системи, shear zones.

Центральні частини мегаблоків УЩ є, відносно слабо зміненими фрагментами фундаменту, що в різній мірі уцілили від ранньопротерозойської лінеаризацій й формувалися завдяки роз'єднанню при дії здвигових напруг в супроводі прокручування їх окремих сегментів. Вони мають риси серединних і вихрових масивів й віднесені до субкільцевих (овалоїдних) складових здвигових систем (осьова частина Інгульського мегаблоку, центральна частина Західноприазовського блоку та інші.)

5. Від імпульсу до імпульсу динамо-кінематичний статус інтерпретованих нами складових системи (лінійних та субкільцевих) змінювався [31, 147]. Відміна та зміна кінематики можуть бути обумовленими різними факторами: первинною неоднорідністю субстрату, швидкістю деформацій, часом прикладення сил, інтенсивністю процесу, хвилеподібним розповсюдженням тектонічних явищ тощо.

РОЗДІЛ 3

ПЕТРО-СТРУКТУРНА ОРГАНІЗАЦІЯ U-тЬ ВМІСТНИХ СТРУКТУР УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗВ'ЯЗКУ З ВСТАНОВЛЕННЯМ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ЇХ БУДОВИ ТА ПРОГНОЗУ ЛОКАЛІЗАЦІЇ НОВИХ ПОДІБНИХ ОБ'ЄКТІВ

3.1 Волинський мегаблок

За [72, 177] в межах Волинського мегаблоку УЩ спостерігаються численні торійвмісні прояви. Вони приурочені: до флюїдизитів й вулканобрекчій, що насичені вуглецевою речовиною Гулинського грабену; до полів рідкіснометалевих пегматитів у південному обрамленні Коростенського плутону й Лезніківського масиву лейкогранітів у південно-західній частині даного плутону; до сублужних і лужних палінгенно-метасоматичних рідкіснометалевих гранітів пержанського комплексу, для яких є характерним широкий розвиток процесів альбітизації, окварцювання, грейзенізації й присутність цілого ряду глибинних некогерентних елементів; до невеликих інтрузивних масивів з рідкіснометалевою геохімічною спеціалізацією західної й північно-західної частин Волинського мегаблоку (Мухарівський, Токаревський, Кишинський).

За цими ж авторами [72, 177] роль слабо торієносних породних комплексів архейського фундаменту є неясною. Можливо, вони могли слугувати незначним джерелом кластогенних торієвмісних мінералів у протерозойських утвореннях.

Палеопротерозойська епоха стала першим етапом формування торієносних комплексів, у породах яких вміст торію перевищував кларковий [72, 177]. Це, метааркози базальних горизонтів тетерівської серії, двопольовошпатові граніти та мігматити житомирського комплексу, представлені низкою невеликих масивів (Гулинський, Кишинський, Курчицький, Красногорський, Сербівський та ін.), що утворилися при ультраметаморфізмі порід тетерівської серії. У цих комплексах торій концентрується в монациті, торієвмісних цирконі, сфені, апатиті. Палеопротерозойська епоха була рудопідготовчим етапом торієнакопичення [72,

177].

Мезопротерозойська епоха була основною епохою [72, 177] формування інтенсивно торієносних породних комплексів і торієво-рудних концентрацій в рідкіснометалевих сієнітах Ястребецької інтрузії, а також сублужних і лужних рідкіснометалевих гранітах Пержанської зони. Тут торій входить до складу циркону, бритоліту, апатиту, сфену, ортиту. Концентрація торієвмісних мінералів є характерною для ділянок альбітизації, окварцювання, грейзенізації; ділянки метасоматозу збагачені некогерентними елементами (F, Nb, Ta, Zr, TR, Rb, Ba), вуглеводневими сполуками, що вказує на глибинну природу торію. На території торієносних комплексів знаходяться численні рудопрояви торію і Пержанське торій-рідкіснометалеве родовище.

3.1.1 Короткий огляд розміщення рудопоявів урану, золота й інших корисних копалин в межах Новоград-Волинської структури. За [175] тіла рудних (лужних рідкіснометалевих) метасоматитів, що встановлені на ділянці між містами Житомир (на південному сході) та Новоград-Волинський (на північному заході), можна розділити на дві групи відповідно з тектонічними етапами їх утворення.

Метасоматити етапу Ia (за [175], за нашими даними – етапу – III) – рибекіт-егірінові альбітити і альбіт-мікроклінові породи формують поодинокі сплюснені лінзовидні тіла площею до 1000х50-80м, які по падінню простежуються більше аніж на 300 м. Вони орієнтовані згідно кристалізаційній сланцюватості етапу Ia. Тобто, сланцюватість Ia генетично пов'язана з тілами метасоматитів і є структурним елементом, що контролює їх просторове положення. Для них є характерним відсутність катаклазу вмісних порід, який передуює метасоматозу, що говорить про метасоматоз в умовах аномально низької в'язкості середовища при відсутності крихких деформацій, тобто в катазоні. Однак різний мінералогічний склад тіл метасоматитів (за темноколірними мінералами) дозволяє говорити про дещо різний рівень ерозійного зрізу в межах ділянки, що вивчалася у відношенні до рівня формування тіл метасоматитів. Судячи з усього, згідні кристалізаційній

сланцюватості етапу Іа хлорит-епідотові метасоматити формувалися в більш низькотемпературних умовах, можливо, на більш високому рівні земної кори, аніж високотемпературні рибекіт-егіринові [175]. Скоріш за все, тіла метасоматитів етапу Іа виникли внаслідок більш інтенсивних здвигових переміщень в зоні Головного розлому в порівнянні з областями, що суміжні до неї, і маркують його положення [175].

Метасоматити етапу Іб Красногорсько-Житомирського розлому (відповідно [26]) це – хлорит-епідотові, мікроклін-альбітові породи, рідко альбітити [175]. Утворюють численні тіла сплющеної форми розміром до 500-300X10-20X300 м (по падінню), що приурочені до розломів етапу Іб. Межі тіл, що мають кулісоподібне розміщення, контролюються сланцюватістю етапу Іб і є січними відносно “фонових” сланцюватостей етапів Іа та Іа. На відміну від метасоматитів першої групи для них є характерним передметасоматичний катаклаз вмісних порід, ступінь якого падає в міру віддалення від тектонічного шва того чи іншого розлому [175]. “Ядро” метасоматитів лежить безпосередньо в площині тектонічного шва. З цієї причини мілоніти і катаклазити, які його утворюють, як правило, розкристалізовані, тобто метасоматичний бластез лужних мінералів (альбіт, мікроклін й ін.) повністю перетворив первинну текстуру вмісних порід, в той час коли в незатронутих метасоматозом або слабо метасоматично змінених окремих швах (тектонітових) вона добре вирізняється. Приуроченість до розломів етапу Іб говорить про генетичний зв'язок метасоматоза з активацією Красногорсько-Житомирського розлому та їх одночасність, а відповідно, й про однакові мезозональні умови формування [175].

За даними, які є [175], всі інші етапи (Іа, Іб, ІІ, ІV) “метасоматичного навантаження” не несуть.

Таким чином, перспективи виявлення рідкіснометалевого зруденіння, пов'язаного з лужними метасоматитами, є лише у зв'язку з етапами Іа і Іб тектонічного розвитку ділянки, а не з купольною структурою [175]. Однак найбільш реальне його встановлення в зоні Головного розлому (відповідно [26]), тіла метасоматитів (першої групи) якого вирізняються значно (в 2-3 рази)

більшими розмірами і високотемпературним рибекіт-егіриновим складом. Звідси слідує, що метасоматити, що формуються в умовах катазони, є більш перспективними в порівнянні з мезозональними, і це пов'язано з недостатнім рівнем ерозійного зрізу розломів Пб, при якому їх катазональні “корені” знаходяться на значно більших, аніж фронт бурових робіт (у всякому разі більше 300 м), глибинах, в межах яких поки що пошуки не застосовані [175].

За [159, 160] тектоно-метасоматичні зони, що одночасні становленню ультраметаморфічних масивів, які є характерними для районів розвитку уранових родовищ уран-натрової формації, на площі робіт (рис. 2.2) діагностуються дуже слабо. До них можна віднести тектонічну зону з діафоритами в південній частині Смолдирьовського масиву, рудоконтролюючу зону Тартакського рудопрояву, а також тектонічні шви з діафоритами в північно-східній частині площі (рис. 2.2).

Порушення, що реально існують [159, 160] відносяться за часом закладення уже до субплатформенної і платформеної стадій тектонічного розвитку регіону й багато в чому наслідують більш ранні. В керні ці порушення представлено переважно різнонаправленими немінералізованими тріщинами різної інтенсивності, до утворення зон дроблення [159, 160]. Жильне виповнення тріщин, у випадку його розвитку, представлено польовошпат-кварцевим матеріалом, кварцем, рідше карбонатами. По більшості тріщин розвинуті примазки сульфідів [159, 160].

Відповідно [120] в межах Новоград-Волинської структури відомі рудопрояви Ni, Cu магматичного типу та Nb, Ta, Ni, Cu пегматитового типу.

3.1.2 Новоград-Волинська “западина” як ієрархічна, високовпорядкована дислокаційна структура. Нами в Розділі 2 обґрунтовано, що незважаючи на багатоетапність та різнонаправленість деформаційних процесів в межах Новоград-Волинського об’єкту, його морфологія й структурний малюнок підпорядкований в’язкоздвиговим зонам північно-східного простягання. Час активації яких прив’язуємо до часової мітки в 1,8 млрд років тому. Підпорядкування виражено домінуванням структурної анізотропії північно-

східного простягання на всіх рівнях організації об'єкту, структурами підвороту та ін. (рис. 2.21, 28, 3.1). Окрім цього, геологічні тіла-складові Новоград-Волинської структури, від макро- до мікрорівня, високовпорядковані, одностистемні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною (рис. 2.21, 28 та ін. в Розділі 2, рис. 3.1).

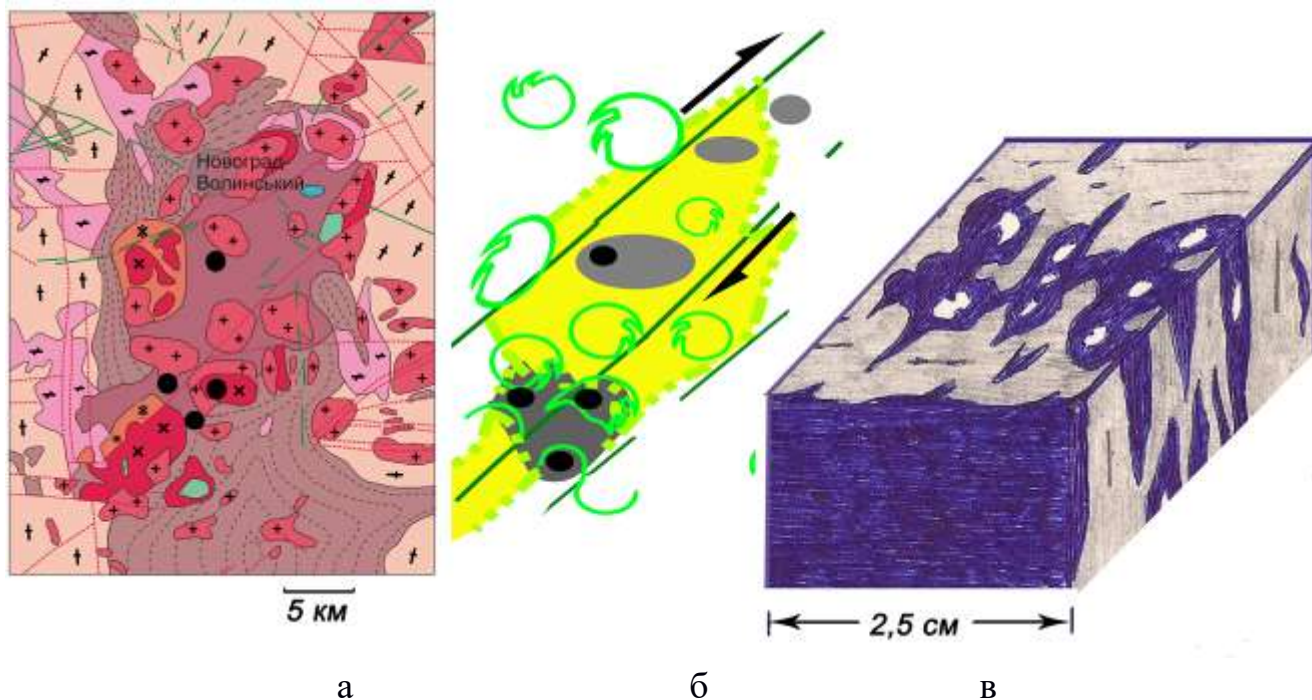


Рис. 3.1. Самоподібність Новоград-Волинського об'єкту від макро- (а, б) до мікрорівня (в). а – макроструктура розлінування й будинажу за даними [69, 160]; б – геодинамічна схема остаточного становлення на 5-й етап структурно-речовинних перетворень фундаменту; в – зарисовка орієнтованого штафу мезо-мікроструктур генерації-4. Мінагрегати мають хвости нарощування за схемою лівого та правого здвигів, з домінантою останнього, також внутрішні субкільцеві мікроструктури, що маркують внутрішньобудинні тінні тиску. Такі утворення мають місце і на макрорівні (а, б). Умовні позначки див. рис. 2.2, 2.21, 28

Все вище відзначене засвідчує про сумісне й взаємозалежне формування і розвиток речовини та її морфологічного вияву (структур). Отже, становлення рудних геологічних тіл (відомих і прогнозованих) відбувалося взаємозалежно з нерудними вмісними тілами, тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень докембрійської основи. Провідними механізмами були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у здвигових умовах (рис. 2.28 та ін. в Розділі 2).

Зазначене підтверджують нові факти, зібрані нами, та дані попередників, а саме приведені нижче, в пунктах 1 – 4. Дані систематизовані відповідно принципу ієрархічності геологічних структур, в послідовності – від макро- до мікрорівня їх петро-структурної впорядкованості.

1. Новоград-Волинська структура – лінзо- будиноподібне в плані макротіло, що є одним із сегментів асоціації подібних макротіл Волинського мегаблоку УЩ. Вони розмежовані лінійними макроструктурами північно-західного й північно-східного простягань. Для Новоград-Волинської структури, це Хмельниківська зона розломів, Тетерівський і Білорічицький глибинні розломи [159, 160].

Формування такої макробудови даного фрагменту кристалічного фундаменту є можливим при залученні кристалічної основи до здвигових трансформацій [113, 170, 192, 199, 238, 275].

2. Новоград-Волинська структура сформована двома лінзоподібними субтілами більш високого рангу (рис. 3.1), довга спільна вісь яких орієнтована на північний-схід та розміщена субгоризонтально. Отже, вісь **b** (ротації) є субвертикальною. Ці субтіла-складові мають подовження (хвости нарощування) за схемою лівого та правого здвигів, з домінантою останнього. В структурному малюнку Новоград-Волинського об'єкту і його безпосереднього обрамлення, реставруються субкільцеві структури, подовження (хвости) яких підпорядковані переважно правоздвиговій схемі трансформацій (рис. 3.1, Б.3.2).

Будова Новоград-Волинської структури та її оточення свідчать, що цей фрагмент кристалічного фундаменту є ранжованою макроструктурою розлінзування та будинажу, формування якої можливе за деформацій здвигу у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових [113, 170, 192, 199, 238, 275]. Формування такої структури відбувалося в декілька тектонічних імпульси, що фіксовано в кількості генерацій мезо-, мікроструктур (описані в розділі 2) та породоутворювальних й акцесорних мінералів, також цифр ізотопного віку (3,2, 2,7, 2,0 та 1,8 млрд років [34, 244]). Супутніми власне здвиговим структурам (розлінзування) є приздвигові утворення – міжбудинні (Т-структури), внутрішньобудинні (Θ-структури) (сірі овали на рис. Б.3.2) та ротації

(S-структури) (зелені субкільцеві тіла). До них приурочені відомі в досліджуваному районі Au-U-рудопрояви [159, 160].

3. Внутрішній структурний малюнок Новоград-Волинської структури перехресно-складчастий – представлений комбінацією взаємного перетинання геологічних тіл різного складу північно-східного, північно-західного, інколи меридіонального й субширотного простягань. При цьому, всі вони, в той чи інший спосіб (вигин, розлінзування, перетин, закручування) підпорядковані структурам північно-східного простягання та в розрізі мають подібні елементи залягання (рис. Б.3.3). Така перехрестно-складчаста будова формується завдяки неодноразовій і різноплановій компресії на досліджуваній фрагмент УЩ із зовні [168], з остаточним усталенням структурного малюнку за домінанти північно-східних простягань.

4. Будова геологічних тіл представлена декількома генераціями мезо-, мікроструктур: розлінзування, смугастістю, сланцюватістю, які описані в Розділі 2. Для різних порід вони проявлені в різній мірі. Кожна з генерацій структур зазначеного рівня різняться між собою просторовою орієнтацією, інтенсивністю прояву (густотою розповсюдження, ступенем розлінування й подовженості мінералів і їх агрегатів), мінеральним складом (Р-Т умовами формування), розмірністю зерен. В площинах сланцюватості часто мають місце агрегати σ -, s-подібних форм. Кожна з наступних генерацій сланцюватостей перетинає кожную з попередніх та розвивається за рахунок її речовини. Про останнє свідчить неоднорідна, зональна будова мінеральних зерен, що формують сланцюватість та наявність реліктових мінеральних асоціацій більш давніх сланцюватостей в кожній з наступних. В цілому ж вони розвинуті подібно до мезо-, макроструктур – формують перехресний мікроструктурний малюнок з підпорядкуванням структурам північно-східного простягання.

Така впорядкованість мікроструктур є свідченням того ж процесу – здвигу та розтягу/прокручування на мікрорівні. Формується вона завдяки синдеформаційній перекристалізації в напрямку відносно понижених деформаційних тисків [170, 192, 199, 238, 275]. Кількість сланцюватостей є

відображенням багатостадійності формування досліджуваного об'єкту у супроводі зміни напрямків тектонічних напруг та Р-Т умов (від гранулітової до епідот-амфіболітової фації). В даному випадку – 4 провідні стадії становлення об'єкту.

Зазначене в пунктах 2-4 свідчить, що саме тектонічний імпульс на момент формування геологічних тіл генерації-4 був провідним при формування петро-структурної Новоград-Волинської структури. Відповідно до [124, 244] структури даної генерації ми прив'язуємо до часу 1,8 млрд років тому.

Узагальнення до пункту 3.1.2

Всі структурні й речовинні атрибути Новоград-Волинський об'єкту від макро- до мікрорівня його організації взаємоузгоджені й підпорядковані закономірностям структуротворення. Зазначене зобов'язане проявам мінімум 4-ом імпульсам деформацій здвигу/ротації. Останні різняться між собою напрямками й часом прикладення тектонічних сил, також інтенсивністю і Р-Т умовами реалізації. Такими трансформаціями було охоплено всю західну частину УЩ [124, 168, 194, 197, 199]. Тобто, Новоград-Волинський об'єкт є високовпорядкованою гібридною дислокаційною структурою, морфологія та наповнення якого до 1,8 млрд років тому навряд чи підлягають реставрації.

Рудні тіла всіх рівнів організації Новоград-Волинського об'єкту займають в його структурному малюнку певні, в геолого-кінематичному відношенні, комірки. Це складові частини структури, де на час її остаточного становлення (четвертий етап, ~ 1,8 млрд років тому) панували умови відносно понижених деформаційних тисків – тіні тиску. Такими є, головним чином, внутрішні частини Новоград-Волинської структури та опірюючі серповидних конфігурацій. Це Т-, Θ- та S-структури (рис. 3.1, Б.3.2). Тобто, рудні тіла пройшли ту ж історію формування, що і вмісні – формувалися в декілька етапів структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту. А саме, їх морфологія, просторове положення, розміри та вміст корисних компонентів еволюціонували в часі (рис. 3.4) відповідно проявам напрямків тектонічних тисків та варіацій Р-Т умов.

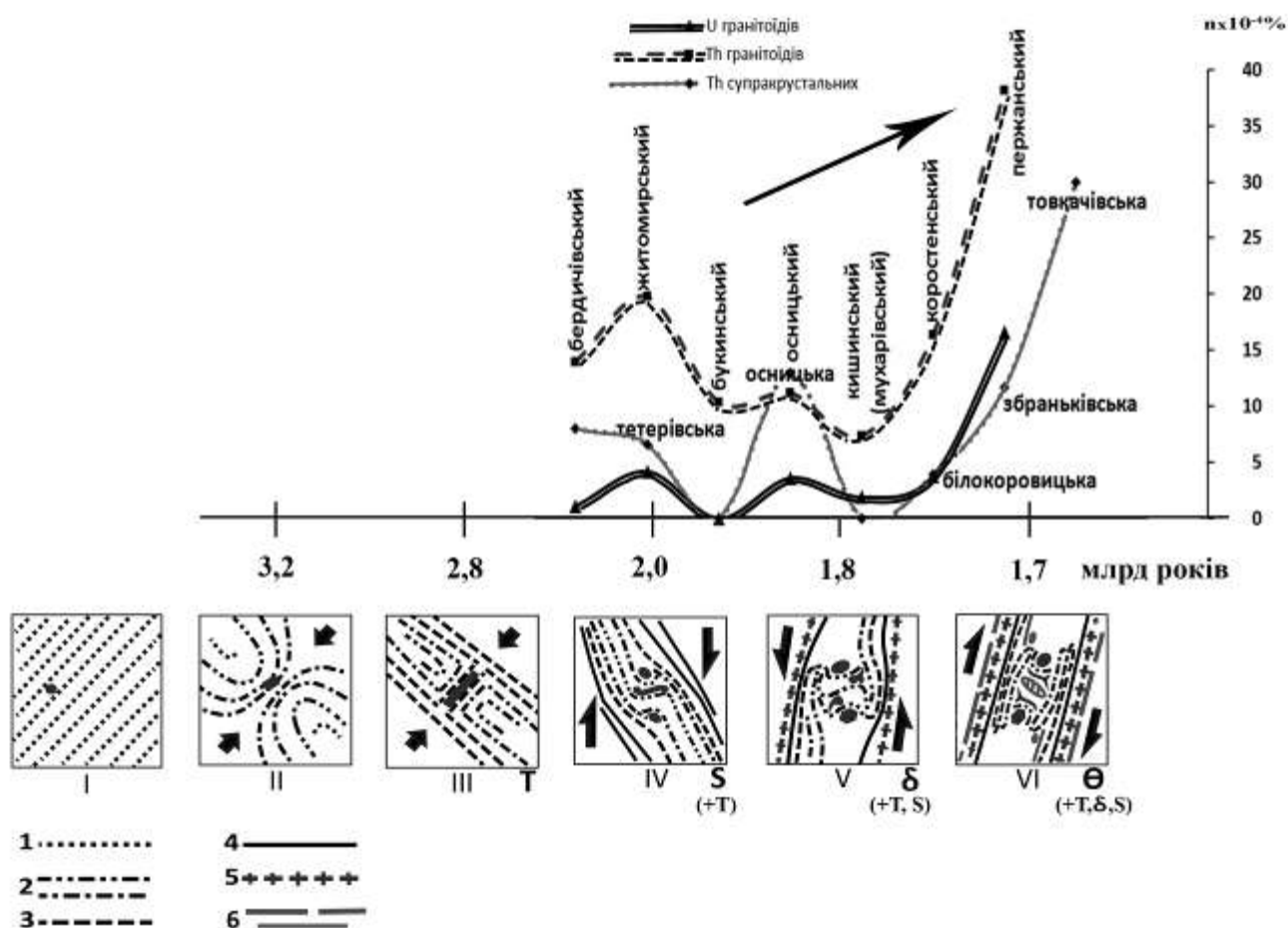


Рис. 3.4. Зміна вмісту U, Th в гранітоїдах та супракрустальних утвореннях Волинського мегаблоку УЩ (за даними [72, 177]) в залежності від їх віку та, відповідно, етапу структурно-речовинних перетворень. Останні та становлення при цьому рудоперспективних структур показані в нижньому ряді. 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. T, S, δ та Θ – типи рудоперспективних структур. Сірі багатокутники, овали та каплеподібні фігури – власне рудні тіла. Над графіками – назви комплексів та світ

Можна стверджувати, що докембрійські тектонічні трансформації призводили до оновлення, або ж перерозподілу рудних компонентів з підвищенням їх вмісту з кожною із новоутворених генерацій структур. Отже, генезис Au-U-рудопроявів, що приурочені до Новоград-Волинської структури є тектоно-метаморфічним. Тому рудоперспективні тіла, як такі що еволюціонували синхронно з нерудними, займають прогнозовані T-, Θ - та S-структурні позиції в структурному малюнку сформованому $\sim 1,8$ млрд років тому. Таку приуроченість вважаємо за провідний пошуковий критерій.

Термін «тектоно-метаморфічне рудоутворення» в цілому відповідає

«метаморфогенному рудоутворенню» наукової школи Я.Н. Белєвцева [125], але, за нашими даними, головною рушійною силою такого рудоутворення є тектонічний фактор. А саме такі його атрибути: тиски, температури, інтенсивність прояву, розподіл за глибиною та площею й інше.

3.1.3 Короткий огляд геологічної будови та закономірностей розміщення рудопроявів урану, торію й інших корисних копалин в межах Немирівсько-Кочерівської шовної зони. В межах Немирівсько-Кочерівської шовної зони були проведені значні об'єми пошукових та пошуково-оціночних робіт, зокрема, на рідкісні метали (В.А. Дусяцький, В.Н. Чмиха, 1960 р.; В.Д. Гетьманець та ін., 1962 р.; Б.Л. Висоцький, В.Н. Пахомчук, 1982 р.); на радіоактивні елементи (І.І. Бондар та ін., 1967, 1968 рр.; П.В. Винниченко та ін., 1980, 1982, 1984 рр.) та інші корисні копалини [30]. За результатами цих робіт в межах Кочерівської структури встановлено 11 ділянок перспективних на U, Au, Ti, Nb, Sn, Sc, W, Mo, Be, Ta [30, 120]. Для НКШЗ в цілому встановлено перспективні рудопрояви рідкісних та рідкоземельних елементів, молібдену, золота, урану, графіту, знахідки алмазів [30]. Рудопроявів урану відомо декілька десятків, які відносяться до уран-калієвої гідротермально-метасоматичної формації та приурочені до зон розломів та вузлів їх перетину, також один торієносний рудопрояв [30, 70]. Це Новофастівський, Погребищенський, Юнашківський, Макарівський й інші урановорудні прояви та Верхівнянський торієносний.

Новофастівський прояв урану знаходиться на північний схід від с. Новофастів Вінницької області. Виявлений в ході проведення спеціалізованих робіт на радіоактивні метали [162, 164]. Рудна мінералізація в кристалічному фундаменті пов'язана як з гідротермально-метасоматично-зміненими діафторованими метаморфічними породами росинсько-тікицької серії, так і з пегматоїдними жильними тілами, які їх інтенсивно ін'єкціюють. Рудні концентрації урану фіксуються також в корі вивітрювання кристалічних порід та у вуглистих відкладах буцацької серії.

Рудні мінерали в кристалічному фундаменті представлені в основному уранінітом, а також іншими урановміщуючими мінералами (уранторитом, торитом та інші). Всі вони окислені і облямовані урановими чернями і гідроокисами урану. В корі вивітрювання та в осадових породах рудні концентрації утворені урановими чернями. Вміст урану в зонах зруденіння складає перші соті процентів, лише в окремих пробах він досягає 0,3-1 %. Найбільш важливими елементами-супутниками урану є молібден, свинець, цинк. Уранініт часто асоціює з молібденітом.

Погребищенський прояв урану розміщується поблизу південно-східної околиці с. Педоси Вінницької області. Виявлений він під час проведення геологозйомочних робіт [161]. Приурочений прояв до перетину Немирівської і Звіздаль-Заліської зон розломів (тектоно-метасоматичних зон). Зруденіння пов'язане з апліто-пегматоїдними гранітами і пегматитами уманського комплексу, які ін'єкціюють габроїди сабарівського комплексу і діафторовані метаморфічні породи дністровсько-бузької серії на границі Росинсько-Бузької та Подільської структурно-формаційних зон.

Прожилково-вкраплена рудна мінералізація представлена уранінітом (настураном) і продуктами його розкладу. Зруденіння локалізується в зонах катаклазу і брекчіювання гранітоїдів, де відмічаються вторинні процеси: окварцювання, епідотизація, хлоритизація, карбонатизація, гематитизація, сульфідизація. Вміст урану в рудних зонах становить 0,02-0,1 %. Такі зони супроводжуються геохімічними ореолами Pb, Y, Yb, Zr. В одному з інтервалів сульфідизованих і діафторованих амфібол-біотитових плагіогнейсів вміст золота досягає 1 г/т.

Уранове зруденіння Погребищенського прояву відноситься до урано-калієвої гідротермально-метасоматичної рудної формації. Прояв залишається не повністю оціненим і є перспективним для подальшого вивчення [70].

Юнашківський прояв урану знаходиться в 0,5 км на південь від с. Юнашки Вінницької області. Виявлений в ході геологічного довивчення території аркуша "Сквира" [70]. Приурочений до тектонічного порушення північно-західного

простягання, яке є опірюючим до глибинного розлому, що обмежує з південного сходу Немирівську тектонічну зону. Прояв розташований в межах одноіменної тектоно-метасоматичної зони. Уранове зруденіння пов'язане з пегматитами уманського комплексу, які утворюють серію жильних тіл північно-західного простягання в зоні контакту лейкократових гранітоїдів того ж комплексу з аподіоритовими плагіогранітоїдами звенигородського комплексу.

Зруденіння тяжіє до ділянок пегматиту з підвищеним вмістом біотиту і де відмічаються підвищена мікротріщинуватість та ознаки альбітизації, серицитизації, карбонатизації, окварцювання, гематитизації. Уранова тонкорозсіяна мінералізація представлена уранінітом і урановими чернями, а також мінералами типу болтвудиту. В рудних зонах відмічається також вкрапленість молібденіту, піриту і магнетиту. Вміст урану на ділянках зруденіння коливається від 0,01 % до 0,05 %, торію – від 0,02 до 0,037 %. Вміст молібдену (до 0,02 %) і свинцю (0,2 %) в пегматитах досягає рівня пунктів мінералізації. Свинець і молібден утворюють інтенсивні площинні геохімічні ореоли в зоні контакту гранітоїдів і плагіогранітоїдів [70].

В пегматитах часто зустрічаються ксеноліти аподіоритових плагіогранітоїдів і встановлені інтенсивні метасоматичні перетворення. Вони представлені мікроклінізацією, окварцюванням, альбітизацією, біотитизацією, карбонатизацією, серицитизацією, хлоритизацією, епідотизацією, озалізненням.

Процес мікроклінізації проявлений дуже інтенсивно. Розвивається він по плагіоклазу нерівномірно в вигляді плівок, кайм і плям неправильної форми, які інколи розростаються в самотійні зерна, в яких плагіоклаз має вигляд реліктів. Альбітизація розвинута тільки в межах рудних інтервалів. Альбіт має вигляд кайм навколо плагіоклазу з чіткими тонкими двійниками на стику плагіоклазу з кварцом. Серицит і мусковіт утворюють прожилковидні скупчення в мікротріщинках, а також облямовують нероздрібнені зерна мікрокліну, плагіоклазу і кварцу. Карбонати дрібнозернисті широко розвинуті в мікротріщинках у мікрокліні і плагіоклазі, а також в зонах дроблення сумісно з дрібно дробленим кварцом. Вторинний кварц утворює агрегати дрібних зерен із

щербинами які охоплюють нероздріблені зерна мікрокліну та плагіоклазу, а також сумісно з карбонатом і серицитом виповнює мікротріщинки в плагіоклазі, мікрокліні і породоутворюючому кварці [70].

Зруденіння тяжіє до тих ділянок пегматитів, де спостерігається підвищений вміст гематиту, магнетиту, темнокольорових мінералів, а також до ділянок, де спостерігаються ксеноліти плагіогранітоїдів. Інколи зруденіння приурочене до роздроблених ділянок пегматиту.

Кореляційний аналіз результатів спектрального аналізу проб із пегматитових жил показує, що уран має сильний кореляційний зв'язок (К кор. 0,56 і більше) з свинцем, молібденом, міддю, сріблом, цинком, кобальтом, а торій – із свинцем, лантаном, цирконієм [70].

Прояв недостатньо вивчений. Наявність верхньорудного ореолу молібдену і свинцю свідчить про його перспективність на глибину. Можливе також нарощування протяжності рудної зони по простяганню [70].

Узагальнення до пункту 3.1.3

Приведені нами дані про петро-структурну організацію окремих фрагментів Волинського, Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького мегаблоків (Розділ 2), та Au-U-вмісної Новоград-Волинської структури свідчать, що всі зазначені об'єкти є високовпорядкованими гібридними дислокаційними структурами, які формувалися в декілька етапів структурно-речовинних перетворень кристалічної основи за суттєво здвигових трансформацій й високих Р-Т умов геологічного середовища. Новофастівський, Погребищенський, Юнашківський й інші прояви урану знаходяться в зоні взаємодії відзначених мегаблоків та займають С-структурні позиції в палеопротерозойському структурному малюнку (рис. 3.5). Субкільцеві утворення (С-структури) є закономірними сегментами здвигових парагенезисів і формуються на ділянках вихревидного скручування товщ між здвиговими площинами. Таке структурування супроводжується перерозподілом породоутворювальних й рудних елементів завдяки нерівномірному розподілу деформаційних тисків [171, 198, 236, 274].

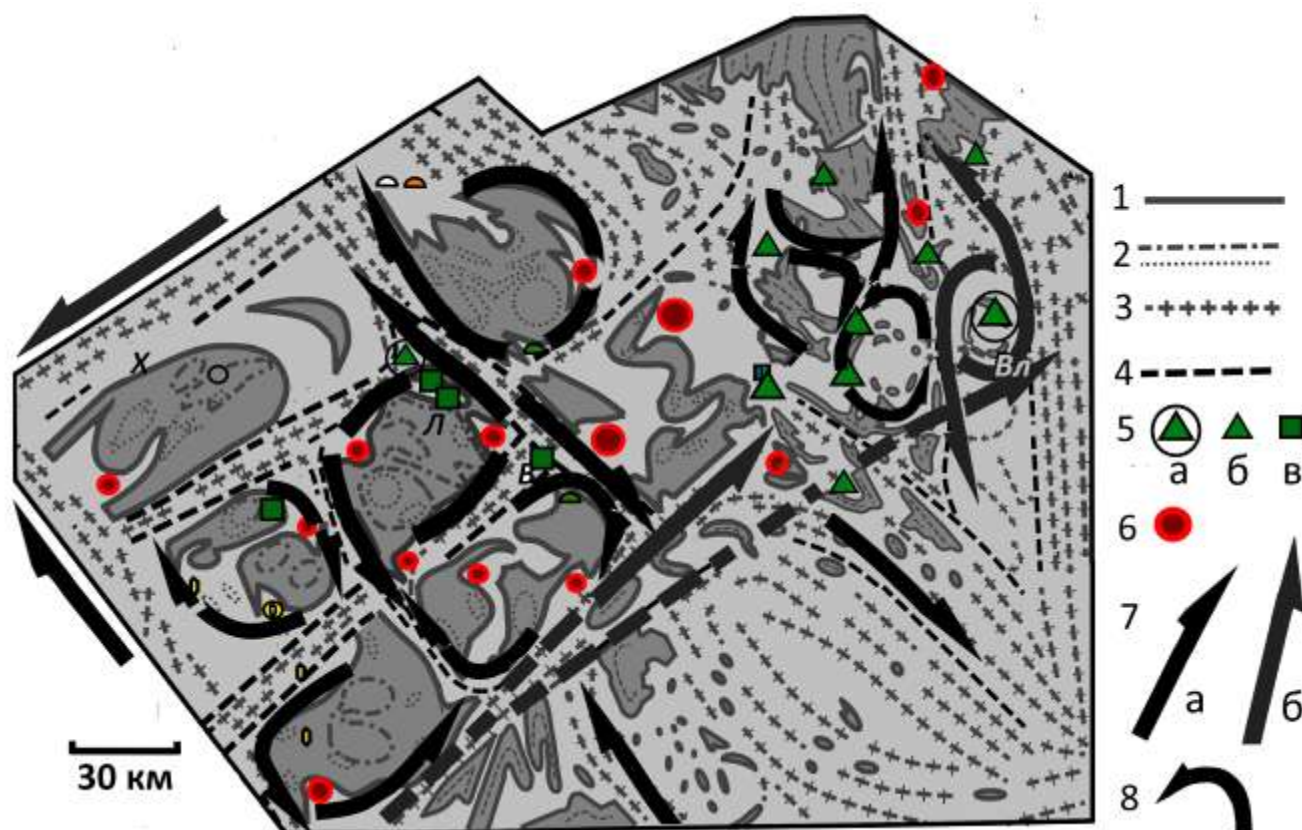


Рис. 3.5. Схематизована модель становлення Подільського блоку та західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ на 4-5-й етапи структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту. На основі [26] з доповненнями автора та залученням даних [30, 50, 70, 120]. Древніші структури відповідають утворенням етапів I – III на рис. 2.44. 1 – контури субкільцевих структур, проведені за границями розповсюдження переважно супракрустальних утворень архейського віку; 2 – контури тіл-складових субкільцевих структур; 3 – генералізоване зображення текстурних неоднорідностей (смугастості, сланцюватості) лінійних макроструктур переважно гранітоїдного складу палеопротерозойського віку; 4 – обмеження лінійних макроструктур; 5 – уранові родовища (а) та рудопрояви (б), комплексні рудопрояви рідкісноземельно торієвмісні (в). Позначення інших корисних копалин за [120]; 6 – тіні тиску прихвостових частин субкільцевих структур, як перспективні для місцезнаходження значимих концентрацій рудних елементів; 7, 8 – провідні напрямки зміщення на палеопротерозойський час (а) та палео-мезопротерозойський (б), 8 – супутні їм зміщення по субкільцевим траєкторіям. В – Вінниця, Л – Літин, Х – Хмельницький, Вл – Володарка

Все вище сказане свідчить, що становлення відзначених U-рудних об'єктів відбулося аналогічно означеним детально вивченим фрагментам кристалічного фундаменту. Тобто, також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень кристалічного фундаменту в умовах здвигу/ротації й Р-Т значень геологічного середовища за яких можливий перерозподіл речовини.

3.1.4 Коростенський плутон як ієрархічна, високовпорядкована дислокаційна структура. Задля встановлення й уточнення геолого-структурних умов формування окремих рудних об'єктів, зокрема Th-перспективних, в межах Коростенського плутону гранітоїдів нами систематизовані дані щодо його петро-структурної організації відповідно принципу ієрархічності геологічних структур.

– Коростенський плутон – лійкоподібне макротіло [88] (перевернутий конус; I-рангу в даному випадку); в плані близьке до кільцевого, загальною площею більше 12 тис. км². Дане субкільцеве обтікається лінійними макроструктурами, переважно, субмеридіонального й північно-східного простягань. Останні, найбільш значущі, це Немирівсько-Кочерівська шовна зона й Прип'ятьська зона розломів [26, 38] та інші дрібніші.

Складчасті структури вмісних порід, “древньої рами” за [72, 177], орієнтовані субпаралельно субкільцевому контуру Коростенського плутону.

– Зона контакту Коростенського плутону з гнейсами (тетерівська і пугачівська серії) та мігматитами сягає потужності 50-85 м і несе наслідки взаємодії порід різного складу. Це мігматизація гнейсів, контамінація гранітоїдів, прояви на контактах з габро-норитами гібридних монцонітів, велика кількість ксенолітів вмісних порід в анортозитах, апофізи рапаківіподібних гранітів, окварцювання, мікроклінізація та альбітізація [72, 94, 177].

– Кільцеве макротіло I рангу сформоване декількома пелюстковидними в плані тілами (II рангу) з потужностями 0,3-3 км, які є плитоподібними тілами з потужностями 1-2 км [97] та центриклінальним падінням $\sim 30^\circ$. Вони обмежуються переривчастими субкільцевими дайками [72, 177].

– Пелюстковидні тіла II рангу речовинно представлені анортозитами, габро-

аноритозитами, габро-норитами і гранітами типу рапаківі, а також порфіровидними і рівномірнотернистими їх різновидами.

– “Пелюстки” основних порід займають приблизно 20 % об'єму плутону [72, 177, 191]. Вони розшаровані й формувалися в діапазоні температур 600-800°C й тиску 100-150 МПа [97].

– Всі речовинно відмінні між собою пелюстковидні тіла II рангу разом з тілами-включеннями (гнейси, метабазити, мігматити й ін.) закручені в горизонтальній площині проти часової стрілки. Межі між ними конформні.

– Тектоно-метасоматичні зони (ТМЗ) Коростенського плутону, з торій- уран вмісними гранітоїдами і їх метасоматичними різновидами, конформні вищезначеному структурному рисунку плутону. А саме, ці структури є, як різнопланові радіальні, що проходять через центр плутону, так і кільцеві (або близькі до кільцевих) [38, 72, 94, 177].

– Всі площинні структури III рангу (смуґастість обумовлена речовинною неоднорідністю, сланцюватість сформована одностемною орієнтацією мінералів, реліктові тіла) конформні між собою та закрученим обмеженням пелюстковидних тіл II рангу [26].

– Серед гранітоїдів Коростенського плутону виділено [180] три фази, які вцілому відповідають амфібол-біотитовим, лейкократовим гранітам та аляскітам. При відносній постійності петрографічних характеристик гранітоїдів, вони відрізняються між собою кількісним і якісним вмістом породоутворювальних й акцесорних мінералів, також Р-Т умовами та віком формування. Зокрема, вік гранітів рапаківі – 1760, вік граніт-порфірів та альбітизованих біотитових лейкогранітів – 1740, вік анортозитів ранньої фази Коростенського плутону – 1800 млн р., габроноритів і анортозитів пізньої фази – 1750 [34, 96].

Температура становлення гранітів змінювалась від 700-800° до 400-500° [97].

– В гранітах 1-ої фази, серед темноколірних мінералів, поруч з біотитом (2,01 % від усіх мінералів) містяться олівін і піроксени (2,2 %) та амфібол (2,8 %) [72, 180].

У граніт-порфірах фази 2: біотит – 2,05 %, піроксен+олівін – 0,7 %, амфібол – 4,1 %.

В альбіт-мікроклінових гранітах фази 3: слюда (в основному цинвальдіт) – 4,4 %, олівін, піроксени та амфібол зустрічаються у вигляді поодиноких зерен [72, 180].

– У всіх фазах гранітів присутні декілька генерацій калієвих польових шпатів, а саме: менш упорядкованих ортоклазів і більш упорядкованих (триклинних) мікроклінів. Перші переважають у гранітах 1-ї фази. Для граніт-порфірів фази 2 характерним є проміжний мікроклін-пертит. У альбіт-мікроклінових гранітах фази 3 встановлений тільки мікроклін-пертит [72, 180]. Інверсія моноклінного ортоклазу у триклинний мікроклін-пертит відбувається при температурі 500-450°C [72, 118, 119]

– Плагіоклаз коростенських гранітів, при загальній підпорядкованій ролі, також утворює декілька генерацій – від андезину до олігоклазу і пізнього альбіту, що розвивається по калішпатам і ранньому плагіоклазу. Склад плагіоклазу еволюціонує від ранніх фаз до пізніх із зростанням у цьому напрямку долі альбітової молекули; паралельно зростає і роль індивідуалізованого альбіту як самостійної мінеральної фази [72, 180].

– У породах плутону також різна розповсюдженість торійвмісних мінералів. В гранітах 1 фази склад акцесоріїв якісно однотипний. Типоморфним для гранітів 1 фази є ортит; поруч з цим відмічається низький вміст апатиту, монациту, а також майже повна відсутність сфену [72, 180]. По співвідношенню провідних мінералів, при суттєвих їх варіаціях, автори [72, 180] відносять ці граніти до флюорит-циркон-ільменітового типу. У гранітах краєвих фацій частіше зустрічаються монацит, торит та інші мінерали, характерні для метаморфічних і ультраметаморфічних порід «рами». Також циртоліт, уранініт, бритоліт (різновид апатиту), рабдофаніт (вторинний фосфат по монациту) і ксенотим, при цьому в колопегматитових гранітах суттєво збільшується кількість циркону. Прикровлеві граніти збагачені франколітом (різновид апатиту) та бастнезітом (продукт заміщення первинних темнокольорових і акцесорних мінералів) [72, 180].

У граніт-порфірах, жильних апліт-пегматоїдних гранітах, мікроклінальбітових гранітах (фаз 2 і 3) флюорит є провідним акцесорієм.

Кількість ільменіту (+магнетит) і циркону, від гранітоїдів 1-ї фази до 3-ї, зменшується [72, 180].

В цілому вміст торію у парагнейсах, вміщуючих плутон складає лише 0,4-0,6 кларку, тоді як концентрація торію у гранітоїдах плутону навіть ранньої фази в 1,2-1,5 рази перевищує кларк, а у метасоматично змінених гранітах вона становить 1,7-3,4 кларку, сягаючи окремими ділянками, наприклад Пержанської зони, 5,1 кларку [72, 180].

– З числа мінералів-носіїв торію, з якими пов'язана практично вся його кількість, зосереджена у гранітоїдах плутону, особлива роль належить циркону [72, 180]. Вміст його у гранітах головної фази змінюється від 42,1 до 400 г/т. Різке підвищення концентрації циркону відмічене у метасоматично змінених гранітах – лезніковських (388 г/т) і пержанських, особливо в останніх з урахуванням циртоліту (256 і 1033 г/т циркону та циртоліту відповідно). Серед цирконів автори [180] виділяють декілька генерацій, а саме: непрозорий (бурого кольору), прозорий (перекристалізований) з магматичних гранітів і метасоматично перевідкладений у відповідних гранітах. Кількість торію у цих генераціях різна: від 1300 і 210-510 г/т у перших двох генераціях до 1350-1860 г/т у метасоматитах, 3380 г/т у лезніковських гранітах і (максимум) 3820-8000 г/т у пержанських гранітах

– Всі різновиди гранітів незалежно від фаз впровадження і фацій характеризуються однаковою лужністю та залізистістю, за винятком контамінованих стороннім матеріалом граніт-порфірів давлінського типу. Усі граніти плутону відносяться до високо залізистих різновидів сублужного ряду. При цьому, характер розподілу переважної більшості елементів-домішок у гранітах першої фази (груп 1а і 1б) відрізняється несуттєво. В граніт-порфірах другої фази при збереженні геохімічного спектру таким же, як у гранітах першої фази, виявляється тенденція до накопичення в кислих залишкових розплавах сумісно із фтором деяких рідкісних елементів (Li, Rb, Cs, Be, Sn, Y і ін.), вміст

котрих збільшується у 1,5-2 рази. В мікроклін-альбітових гранітах третьої інтрузивної фази концентрація перелічених елементів досягає максимальних значень. Альтернативно поводять себе S, CO₂, Sr, Ba, Zr (Hf), TR (крім Y, Yb), Sc, Mo, V, Co, вміст яких падає до мінімуму [72, 177, 180].

Узагальнення до пункту 3.1.4

При узагальненні вищеприведених даних про структурно-речовинну організацію Коростенського плутону слідує наступне. Будова плутону високовпорядкована, адже всі його структурні й речовинні елементи від макро- до мікрорівня організації взаємоузгоджені. А саме, геологічні тіла II та III рангів, в тому числі і рудні, маючи подібні елементи залягання й закономірно поєднуючись, створюють лійкоподібне (пропелероподібне макротіло I рангу, що з глибиною виклинюється (власне плутон)). Структури III рангу – смугастість, сланцюватість та лінійність утворені односистемним розміщенням породоутворювальних й акцесорних мінералів. Тобто структурна й речовинна зональність об'єкту формувались взаємопов'язано. Мінеральний й хімічний склади таких утворень, від найдревніших до наймолодших, якісно та кількісно закономірно еволюціонують, в тому числі і U-, Th- вмісти. Означена тотальна структурно-речовинна взаємоузгодженість є можливою за здвигових трансформацій кристалічного фундаменту у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових у Р-Т умовах перекристалізації речовини відзначених структур [42, 134, 173, 198, 237]. У “Розділі 2” показано, що становлення структурного плану західної й інших частин кристалічного фундаменту відбувалося в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій у здвигових умовах при високих значеннях Р-Т геологічного середовища. Коростенський плутон є закономірною складовою докембрійського гібридного структурного плану і судячи з наведених вище даних також формувався в декілька етапів структурних й речовинних трансформацій субстрату, отже є тектоно-метаморфічною структурою сформованою за умов здвигу/ротації (рис. 2.44). Таким чином, всі вище приведені дані, зокрема про закономірні зміни

рудних компонентів з кожною фазою вмісних та підпорядковане розміщення рудних тіл нерудним, свідчать про становлення U-, Th- вмісних геологічних тіл взаємопов'язано зі структурно-речовинною еволюцією Коростенського “плутону”, тобто також у декілька етапів структурно-речовинних перетворень фундаменту. Тому U-, Th- вмісні тіла є закономірними складовими структурного малюнку даної частини УЩ й займають в ньому S-структурні позиції. Останні формуються на ділянках розуцільнення при розосередженні порід фундаменту завдяки вихревидному їх скручуванню між здвиговими зонами.

3.2 Дністровсько-Бузький мегаблок

Особливістю Дністровсько-Бузького мегаблоку є широкий розвиток порід з дуже високим торій-урановим відношенням у побузькому і гайсинському комплексах [72]. Торієносними є лужні ультраосновні породи Антонівського, Проскурівського та Руднянського масивів, також різновікові продукти флюїдизації зон ТМА: вулканобрекчії, еклогітоподібні породи, пеліканіти, у яких торій представлений монацитом, входить до складу апатиту, рідкіснометалевих мінералів, флюориту. Поширення флюїдизитів установлене в відслоненнях по р. Південний Буг поруч с. Райгород, м. Немирів, с. Хащевате, Завалля, по річках Мурафі, Тростянець, Немія, Велика Височінь, Гірський Тікич, Гнилий Тікич [72, 258].

В історії формування Дністровсько-Бузького мегаблоку визначаються наступні епохи утворення породних комплексів, що відрізняються концентрацією торію [72, 177].

У палеоархейську епоху в результаті процесів седиментації накопичились метаморфіти дністровсько-бузької серії, в обсязі якої переважають ортопороди (базальти, туфіти, туфо-пеліти, перидотити), метаморфізовані в гранулітовій фації. Метаморфіти дністровсько-бузької серії є слабо торієносними, вміст торію в них не перевищує кларкового, що характерно для високометаморфізованих порід орторяду. Торій у вигляді незначної домішки входить до складу

темноколірних мінералів, є присутнім в акцесорних мінералах – ільменіті, магнетиті, апатиті, сфені [72, 177].

Палеоархей-мезоархейська епоха характеризується ультраметаморфічним перетворенням ендербітів гайворонського комплексу з утворенням по ним чарнокітоїдів літинського комплексу [72, 177]. Вміст торію в породах гайворонського комплексу не перевищує кларкового: кількість його зростає з ростом вмісту калію в чарнокітах, у яких з'являються акцесорний монацит, торієвмісний апатит. Чарнокітизація знаменує перший торієконцентруючий етап [72, 177].

Неоархейська епоха розвитку Подільського мегаблоку ознаменувалася продовженням процесів утворення чарнокітів, проникненням рапаківіподібних гранітів Реутського плутону [72, 177].

Палеопротерозойська епоха стала основним часом формування торієносних комплексів, пов'язаних з лужним магматизмом. Процеси лужного магматизму супроводжувалися проникненням лужних ультраосновних порід Антонівського, Проскурівського та Руднянського масивів, у яких концентрація торію обумовлена присутністю монациту, торієвмісних апатиту, ортиту і деяких рідкісноземельних мінералів. До цієї епохи відноситься формування діоритів і гранодіоритів (собітів) Гайсинської криптоінтрузії, що містять апатит, сфен, циркон. У цю епоху формувалися автохтонні двопольовошпатові граніти бердичівського комплексу, що містять монацит, ксенотим, циркон, циртолїт, апатит [72, 177].

В постпротерозойський час тривали процеси флюїдизації; установлені вулканотектонічні брекчії, що формувалися в інтервалі часу 1000-500 млн років [72, 177].

3.2.1 Короткий огляд геологічної будови та локалізації рудопроявів металевих корисних копалин в межах Подільського блоку. Так як ділянки проведених нами детальних геолого-структурних досліджень розміщені в межах Подільського блоку Дністровсько-Бузького мегаблоку (аркуш М-35-XXIII (Бердичів), Розділ 2), то в даному пункті висвітлюємо дані щодо розміщення

металевих корисних копалин в межах зазначеного аркуша. За даними [50] на площі аркуша М-35-XXIII (Бердичів) відомі металічні корисні копалини, що належать до різних груп. Чорні метали – залізо і хром, за своїми параметрами та вмістом корисних компонентів відповідають пунктам мінералізації і на карті [50] не показані. Спектр кольорових металів ширший – титан, мідь, нікель, молібден. Концентрації їх досягають промислового рівня, однак розміри проявів невеликі і ці об'єкти не розробляються. Рідкісні метали (цирконій), рідкісноземельні елементи (церієва група) утворюють дрібні родовища та прояви в кристалічних породах та розсипах, але розробка і цих об'єктів у теперішній час не рентабельна [50]. Благородні метали – золото та платиноїди, – знайдені в ультраосновних породах сабарівського комплексу, за своїми концентраціями відповідають рангу рудопроявів (золото) та пунктів мінералізації (платиноїди).

Серед кристалічних порід, на площі аркуша М-35-XXIII (Бердичів), відоме Миколаївське родовище рідкісноземельних елементів (церієва група). Воно відкрите і розвідане Д.А. Лавровим та М.П. Щербаком у 1963 р. [50]. Розташоване в долині р.Згарек, між сс. Миколаївка і Кам'янка Літинського р-ну Вінницької області.

Родовище приурочене до південно-західного флангу Хмільникської зони розломів. Воно є лінзо-плитоподібним макротілом композитом північно-західного простягання з падінням на південь під кутами $78-85^\circ$ [50]. Це тіло сформоване лінзоподібними тілами різного складу, які згідно-субзгідно перешаровуються між собою. Протяжність таких тіл сягає кількох сотень метрів, потужності 30-40 м. Речовинно вони представлені піроксеновими кристалосланцями і гранат-біотитовими гнейсами, чарнокітами (літинський комплекс), гранітоїдами (бердичівський комплекс), які кількісно переважають, та пегматитами й пегматоїдними гранітами.

Рідкісноземельна мінералізація зафіксована в пегматитах й пегматоїдних гранітах. Вона представлена монацитом без помітних змін, вік його за даними ізотопного аналізу 2100 млн років [50].

На північному заході родовища монацитоносними є рожеві пегматоїдні граніти та їх приконтантові зони з вмісними вінніцитами. На південно-східному фланзі – крупнозернисті та пегматоїдні лейкократові граніти з альбітом по раннім польовим шпатам [50]. Простягання тіл пегматитів й пегматоїдних гранітів переважно північно-західне, іноді субширотне чи північно-східне. Ці утворення часто мають нечіткі, поступові переходи у граніти та мігматити, розташовані вони групами на зближених відстанях, кулісоподібно.

Монацитоносні тіла неоднорідні за будовою. Поблизу контакту вони середньозернисті, ближче до центру розташований пегматоїдний граніт, іноді в центральній частині формується блоковий та (чи) письмовий пегматит з кристалами кварцу і калішпату до 5-8 см та більше, в складі порід переважає мікроклін та ортоклаз-пертит, у невеликій кількості містяться кварц, біотит, гранат, монацит, циркон, в контактних зонах присутній плагіоклаз. У пегматоїдних гранітах біотит, нерідко з монацитом, заміщує калішпат, часто він розвивається між зернами польового шпату, оточує їх та виповнює проміжки між ними.

Автором даної роботи сланцюватість, що сформована калішпатом ідентифіковано, як структури генерації-4, а біотит-кварцові шліри, які по ній розвиваються – як структури генерації-5 (пункт роботи «2.2.3 Хмільницька зона»). Тобто рідкісноземельна мінералізація на мікро-мезорівнях організації родовища, що розглядається має чітку структурно-вікову й речовинну прив'язку. А з огляду на самоподібність різнорангових структурних форм – і на макрорівні.

Рудні тіла ланцюжкоподіні – їх потужності варіюють від перших метрів до перших десятків метрів як за простяганням так і падінням. Вміст основних компонентів в рудах такий: монацит – 1,2 – 2,2 кг/т, циркон – 0,3 – 0,7 кг/т, ільменіт – 0,3 – 4,4 кг/т. Монацит міститься у вигляді дрібних, звичайно до 1 мм, зерен блідо-жовтого або бурувато-жовтого кольору, розподіл його дуже нерівномірний. Вміст суми TR в монациті від 47,5 до 67,2%; ThO_2 – від 3,55 до 13,16% (середнє 8,85%), U – від 0,06 до 0,7%. У складі рідкісних земель переважають Ce – 42,8 – 47,5%; La – 22,9 – 25,2%; Nd – 23 – 25 %; в невеликій

кількості міститься Pr – 4,1 – 4,5%; Sm – 0,8 – 1,1 %; Gd – 0,7 – 1,0%; Dy – 0,1 – 0,3% тв Y – 0,5% [50].

Узагальнення до пункту 3.2.1

Приведені нами дані в розділі 2 про структурно-речовинну організацію Літинської й Хмільницької структур та досягнення попередників, свідчать, що рудні мінерали, агрегати та тіла беруть участь у формуванні структурного малюнку на відповідних рівнях організації зазначених об'єктів. Це доводить, що становлення рудних геологічних тіл (відомих і прогнозованих) відбувалося взаємозалежно з нерудними вмісними тілами, тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень докембрійської основи. Тому, рудні тіла, як такі, що структурно й речовинно (рис. 2.44, 3.6) еволюціонували синхронно з нерудними тілами займають (відомі) та мають займати (прогнозовані) певні, в геолого-кінематичному відношенні, комірки в нижньопротерозойському структурному малюнку західної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку. Це сегменти Побузького структурного малюнку, де на час його остаточного становлення (палеопротерозой) домінували умови відносно понижених деформаційних тисків – тині тиску. Такими є прихвостові та внутрішні частини субкільцевих (вихревих) структур. Зазначені сегменти є невід'ємною частиною суттєво здвигових парагенезисів. В даному випадку, вони є супутніми утвореннями до власне структур здвигу палеопротерозою та формуються завдяки перерозподілу породоутворювальних й рудних елементів в умовах нерівномірного розподілу деформаційних тисків при здвигових трансформаціях в декілька тектонічних імпульсів. Прихвостові сегменти виникають в приторцевих ділянках вихревих (куполоподібних) структур, які є захищеними від деформацій здвигу/стиснення, за [188, 192, 198, 211]. Внутрішньокільцеві сегменти здвигових парагенезисів формуються на ділянках розущільнення осьових частин куполоподібних структур при їх розосередженні у супроводі вихревидного скручування товщ між здвиговими площинами [188, 192, 198, 211].

Факт того, що рудні тіла займають закономірні структурні позиції в

палеопротерозойському структурному малюнку досліджуваної частини УЩ – приздвигові тіні тиску вважаємо провідним пошуковим критерієм.

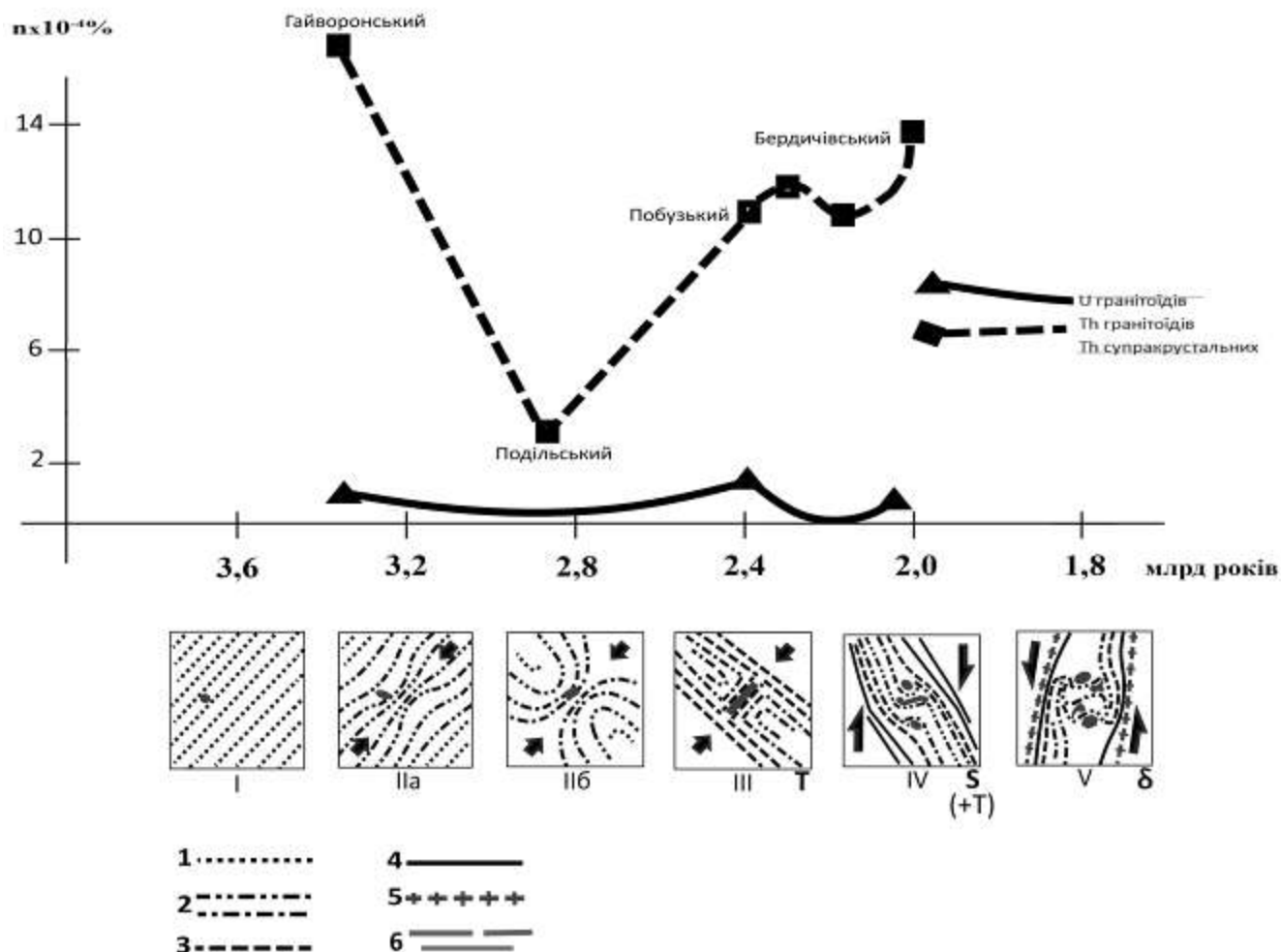


Рис. 3.6. Зміна вмісту U, Th в гранітоїдах Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ (за даними [72, 177]) в залежності від їх віку та, відповідно, етапу структурно-речовинних перетворень. Останні та становлення при цьому рудоперспективних структур показані в нижньому ряді. 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. Над графіками – назви комплексів

3.3 Росинсько-Тікицький мегаблок

3.3.1 Металеві корисні копалини Росинсько-Тікицького мегаблоку за даними попередників. Мінерально-сировинна база зони стику Дністровсько-Бузького і Росинсько-Тікицького геоблоків характеризується наявністю на його

території родовищ первинного і вторинного каолінів, залізистих і радіоактивних руд, вогнетривких глин, будівельного каменю, бурого вугілля і торфу, ільменіт-цирконових розсипів, рудопроявів пеліканіту, графіту, золота, срібла та ін. [70].

Роботи по пошуку уранової сировини, зокрема в межах аркуша М-35-XXIV (Сквира), проводять з кінця п'ятидесятих років організації КП "Кіровгеологія".

В період 1973-1978 рр. були проведені пошукові роботи на уран на Сквирсько-Тетіївській площі [163] та виконане узагальнення результатів пошуків за попередні роки, складена карта геохімічних аномалій радіоактивних елементів і їх супутників з елементами прогнозу. Всього на площі виявлено біля 500 уранових об'єктів і аномалій. Із них 1 дрібне родовище (Північно-Березнянське), 3 перспективних рудопрояви (1 – в кристалічних породах, 2 – в осадових відкладах бучацького віку).

В роботі [163] показано, що цей район по кількості проявів радіоактивних проявів займає одне із перших місць на УЩ. Всі відомі на площі прояви об'єднані в 6 генетичних типів, із яких 3 мають промислове значення. У [163] приведені також результати оцінки радіоактивних об'єктів, виявлених і переданих партіями Правобережної ГРЕ. Більшості об'єктів дана негативна оцінка, а деякі з проявів оцінені як перспективні на виявлення дрібних родовищ урану пегматоїдно-метасоматичного і гідротермального жильно-тріщинного промислових типів [163]. Зокрема позитивно оцінені рудопрояви Погребищенський, Мовчанівський, які виявлені в процесі ГЗ-50, і рудопрояв Тетіївський, який виявлений при гідрогеологічних дослідженнях. В цілому площа досліджень оцінена як перспективна на радіоактивну сировину. Рекомендовано продовжити пошукові роботи [163].

В період 1989-1992рр. виконувалась узагальнююча робота на уранову сировину, золоте, рідкіснометальне, рідкісноземельне зруденіння і будівельні матеріали [159]. В цій роботі більш глибоко розроблені питання закономірностей локалізації уранового зруденіння, виявлені основні прямі і непрямі фактори і ознаки уранового зруденіння. Зроблений висновок, що для утворення промислових концентрацій урану потрібні наступні умови: просторове суміщення

порід первинно збагачених ураном та порід – відновників, збагачених органікою, графітом, закисним залізом і тектонічно активних зон довгоплинного життя з циркулюючими водними розчинами. Для збереження руд потрібне перекриття, а для корінних руд – незначний ступінь ерозійного зрізу фундаменту.

Авторами [159] по сукупності прогностичних факторів і ознак запропоновані 2 перспективні площі на уранове зруденіння полігенетичних типів: Антонівська площею 1000 км² (аркуші М-35-95-Б, М-35-96-А,Б) і Макарівська площею 860 км² (аркуші М-35-83-Б,Г; М-35-84-В). На Антонівській площі пізніше були проведені пошуково-оціночні роботи масштабу 1: 50000, але вона в зв'язку зі скороченням асигнувань залишилась недовивченою.

В період 1993-1997 рр. проводились прогностично-геологічні роботи масштабу 1:50 000 на Антонівській площі [164]. Автори виділили 6 ділянок (Шамраївську, Антонівську, Веснянську, Березнянську, Володимирівську, Рогізнянську), що перспективні на дрібні родовища гідротермально-тріщинного і штокверкового типу. На Антонівській площі встановлені багаточисельні аномалії молібдену, міді, цинку, свинцю, вольфраму, ванадію, титану, цирконію, нікелю, кобальту, хрому, церію, лантану, ітрію, золота. Максимальний вміст золота встановлений на Північно-Березнянському родовищі урану [164].

У [70] приведені результати узагальнюючих робіт, які доповнюють комплекс даних по геології та металогенії аркуша М-35-XXIV (Сквира). Зокрема авторами [70] встановлено, що на дослідженій території (аркуш М-35-XXIV (Сквира)) існує певна закономірність в концентрації уранового зруденіння. Головними з факторів, які обумовлюють розміщення уранових руд в кристалічному фундаменті є структурно-тектонічний і метаморфо-метасоматичний. Переважна більшість об'єктів уранової мінералізації приурочена до зон тектоно-метасоматичних перетворень порід кристалічного фундаменту, здебільшого в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку (Білоцерківської структурно-металогенічної зони). Рудні концентрації фіксуються також в корі вивітрювання збагачених ураном порід. Крім того уранове зруденіння характерне для вугленосних відкладів буцацької серії, локалізованих в палеодолинах.

За [70], значні за масштабами концентрації урану відносяться до трьох рудних формацій: уранової гідротермальної, ураново-калієвої гідротермально-метасоматичної і ураново-вуглистої осадово-епігенетичної.

За даними [72] породні комплекси Росинсько-Тікицького мегаблоку в цілому є слабо торієносними. Виключенням є геохімічно спеціалізовані на торій гранітоїди гайсинського комплексу і мігматити на захід від м. Біла Церква.

Відповідно цій же роботі [72] пізній архей в дослідженому районі є визначною сторінкою історії його розвитку. Саме в цьому часовому відрізку, який відповідає Дніпровській і Бузькій епохам тектогенезу, відбувалось накопичення супракрystalних утворень володарсько-білоцерківської товщі і росинсько-тікицької серії, а також становлення юрівського комплексу базит-ультрабазитів і тетіївського комплексу діоритів та діоритовидних порід в межах Росинської структурно-формаційної зони [72].

РТ-параметри метаморфізму порід володарської товщі і росинсько-тікицької серії відповідали умовам середнього і високого ступенів амфіболітової фації. Про це свідчать особливості мінеральних парагенезисів метаморфічних порід даних таксонів. Причому очевидним є більш високий ступінь метаморфізму утворень володарсько-білоцерківської товщі, для яких характерний первинний парагенезис діопсиду з зеленуватою роговою обманкою [70]. Температура формування парагенезису блакитно-зеленої рогової обманки з коричневим біотитом і олігоклазом, який є типовим для амфіболітів і кристалосланців росинсько-тікицької серії, коливається в інтервалі 640-660°C [70].

Підвищений вміст *торію* в породах кристалічного фундаменту відомий в зоні стику Росинсько-Тікицького й Дністровсько-Бузького мегаблоків (площа аркуша “Сквира”) (рис. Б.3.7). Як правило він обумовлений або концентраціями монациту в гранітоїдах, або наявністю рудних концентрацій ураноносних мінералів. В проявах урану вміст торію інколи досягає промислового рівня. В деяких випадках такого рівня досягає вміст торію в монацитоносних гранітоїдах [70].

Зокрема, уранове зруденіння *Північно-Березнянського родовища* міститься в гідротермально-метасоматично змінених породах, які складають пачку мігматизованих метаморфічних порід володарсько-білоцерківської товщі [70]. Приурочене родовище до вузла перетину кількох тектонічних зон тріщинуватості, які є опірючими до Самгородського розлому субширотного простягання. (Північно-Березнянське родовище урану було виявлене в 1959 р. Кіровською експедицією [65]. Воно міститься на лівому березі р.Рось, в 6 км на північ від с. Володарка Київської обл. За [70] це володарський блок III-го порядку західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку УЩ).

Уранова мінералізація утворює складно побудовану рудну зону субширотного простягання, яка має падіння на північ під кутом біля 75°. Вміщуючими зруденіння породами є калішпатизовані плагіомігматити звенигородського комплексу і залізисто-кременисті породи володарсько-білоцерківської товщі. Рудна мінералізація представлена в основному настураном, а також урановими чернями і вторинними мінералами урану. Зруденіння носить прожилково-вкраплений характер, локалізоване в зонах катаклазу і тріщинуватості, і відноситься до двох типів: гематит-настуранове в мігматитах і настуран-карбонатне в залізисто-кременистих породах. Вміст урану в рудних інтервалах досягає 5,65 % [70].

В рудній зоні інтенсивно проявлені гідротермально-метасоматичні процеси, які супроводжують діафторез порід в умовах епідот-амфіболітової фації: альбітизація, епідотизація, хлоритизація, актинолітизація, карбонатизація, гематитизація, сульфідизація. Сульфіди представлені в основному галенітом, піритом, молібденітом і марказитом. Елементами-супутниками урану є свинець, вісмут, молібден, срібло, золото, ітрій, цирконій. Вміст ітрію в деяких пробах досягає 0,5 %. В сульфідизованих залізисто-кременистих породах вміст золота максимальний і складає 0,05-0,4 г/т.

Верхівнянський прояв радіоактивних та рідкісноземельних металів знаходиться в центральній частині с. Верхівня Житомирської області. Виявлений прояв в ході геологічного довивчення аркуша “Сквира” [70]. Приурочений до

Звіздаль-Заліської зони розломів (тектоно-метасоматичної зони), на ділянці де на стику Подільської та Росинсько-Бузької структурно-формаційних зон “масив” гранітоїдів бердичівського комплексу залягає серед плагіогранітоїдів звенигородського комплексу. Зруденіння пов’язане з жилами пегматитів, які січуть гранітоїди бердичівського комплексу [70].

Мінералом концентратором торію, урану та рідкісноземельних металів церієвої групи є монацит. Підвищений вміст його (до 7,1 кг/т) фіксується на ділянках пегматитових жил, збагачених біотитом. За даними рентгеноспектрального аналізу на таких ділянках жил з підвищеною радіоактивністю вміст торію досягає 0,0464 %, урану – 0,0023 %. Вміст церію за даними спектрального аналізу не перевищує 0,07 %, лантану – 0,05 %. Потужність жили з максимальним рівнем зруденіння становить 3-5 м і простежена вона по простяганню на 50 м [70].

Жила має біотит-кварц-двупольовошпатовий склад, гіганто-, крупнозернисту структуру з нерівномірним розподілом породоутворюючих мінералів. Так вміст біотиту коливається в межах 3-5 до 40%. Підвищений вміст, його спостерігається переважно в центральній частині жили, менше і лежачому боці. Мінерал утворює розетки, пакети, гнізда, прожилкоподібні виділення, має смоляно-чорний колір і вміщує дрібні округлі зерна монациту жовтого кольору округлої форми [70].

Мікроклін-пертит (0-60%) в порфіровидних і реліктових зернах наповнений пертитами росту. Зерна катаклазовані та заміщені пізнішим прожилковим кварцем. Олігоклаз (4-30%) в катаклазованих пластинчатих та ксеноморфних зернах переважно полісинтетично здвійникований, в значній мірі серицитизований. Кварц першої генерації (8-20%) представлений ксеноморфними зернами поміж зерен польових шпатів. Зерна кварцу катаклазовані і заміщуються прожилковидним зернистим кварцом другої генерації до 50%, що має вилясте та мозаїчне загасання. Кварц-1 та кварц-2 перетинаються нитковидними покрученими прожилками, які складені тонкозернистим кварцом третьої генерації (до 2%). Біотит утворює як окремі листочки, так і гнізда. Переважно біотит

деформований: його листочки зігнуті і навіть розірвані. З біотитом асоціюють зерна та дрібні гнізда монациту. Порода слабо окварцьована, альбітизована, серицитизована, озалізнена, катаклазована [70].

Монацит знаходиться у вигляді зерен розміром до 1-1,5 мм коричнево-жовтого, жовтого, рідше буруватого, кольору, іноді червонувато-бурого. Уран і торій входять в структуру монациту, частково витискуючи з кристалічної решітки церій. Крім цього, торій інколи утворює самостійні мінерали хаттоніт (Th SiO_3) та чароліт ($\text{Th}_{0.5}\text{Ca}_{0.5}\text{PO}_4$) (дані ЦЛКП “Кіровгеологія”) [70].

Прояв цікавий своєю комплексністю і потребує подальшого вивчення [70].

3.3.2 Володарська складчаста форма як ієрархічна, високовпорядкована дислокаційна структура. Нами вище обґрунтовано, що незважаючи на декількоетапність та різне спрямування деформаційних тисків в межах західної частини Росинсько-Тікицького мегаблоку, його морфологія й структурний малюнок підпорядкований в’язкоздвиговим зонам субмеридіонального простягання. Час активації останніх прив’язуємо до часової мітки в 2,0-1,9 млрд років тому. Зазначене підпорядкування виражено домінуванням структурної анізотропії субмеридіонального простягання на всіх рівнях організації даної частини УЩ, структурами підвороту та ін. (рис. 2.44, 48 – 53, 3.5). Отже, ми вважаємо, що становлення рудних геологічних тіл (відомих і прогнозованих) відбувалося взаємозалежно з нерудними вмісними тілами, тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень докембрійської основи. Провідними механізмами були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у здвигових умовах. Зазначене підтверджують нові факти зібрані нами та дані попередників, які викладені нижче у пунктах 1 – 6. Вони систематизовані у відповідності до принципу ієрархічності геологічних структур, розпочинаючи з макрорівня структурно-речовинної організації об’єктів досліджень, закінчуючи мікрорівнем. Для такої систематизації вибране *Північно-Березнинське родовище урану*.

1. У світлі викладеного вище матеріалу Північно-Березнинське родовище урану міститься в північно-східній частині (рис. 3.5) Володарської субкільцевої структури (складчастої форми). Вона розмірами в плані ~ 10 км по широтній осі та ~ 15 км по субмеридіональній осі. Становлення даної субкільцевої структури прив'язуємо до нижнього протерозою, адже вона сформована декількома лінзоподібними тілами супракрустальних порід, взаємне розміщення яких відтворює субкільцеве макротіло, що є конформним гранітоїдам житомирського [26], звенигородського й уманського [70] комплексів палеопротерозою. Зазначені супракрустальні породи відносяться до росинсько-тікицької серії й володарсько-білоцерківської товщі неоархею, бузької серії палеопротерозою [26, 70].

Володарська субкільцева структура разом з іншими подібними за конфігурацією, елементами залягання й речовинними наповненням макротілами, формують субмеридіонально розташований ланцюжок (рис. 2.44, 3.5). В такий спосіб створених ланцюжків макротіл в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку є декілька; вони мають дещо змінні простягання, перетинаються, але в цілому відтворюють субмеридіональний структурний план. *a:c* сегментів (С-, S-подібних макротіл) таких ланцюжків змінні, від 2-х до 6-ти.

Коротко окреслена макробудова досліджуваної частини УЩ, свідчить про те, що цей фрагмент кристалічного фундаменту є впорядкованою макроструктурою розлінзування та будинажу, формування якої можливе за неодноразових й різнопланових деформацій здвигу докембрійського фундаменту у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових, відповідно [16, 131, 171, 188, 192, 198, 211, 237].

2. Вище згаданий північно-східний фрагмент Володарської субкільцевої структури, до якої приурочена частина Північно-Березнинського родовища урану, є складкою каплеподібної форми (Березнинська) [65] (рис. 3.8). Простягання Березнинської структури північно-західне з падінням крил на північний-схід (35°) під кутом $60-70^\circ$, кут занурення шарніру 45° на північний-захід. Складка згідна смугастості мігматитів серед яких вона міститься. Потужність складки у потовщеній частині сягає 120 м, за видимою довгою віссю її розміри до 800 м,

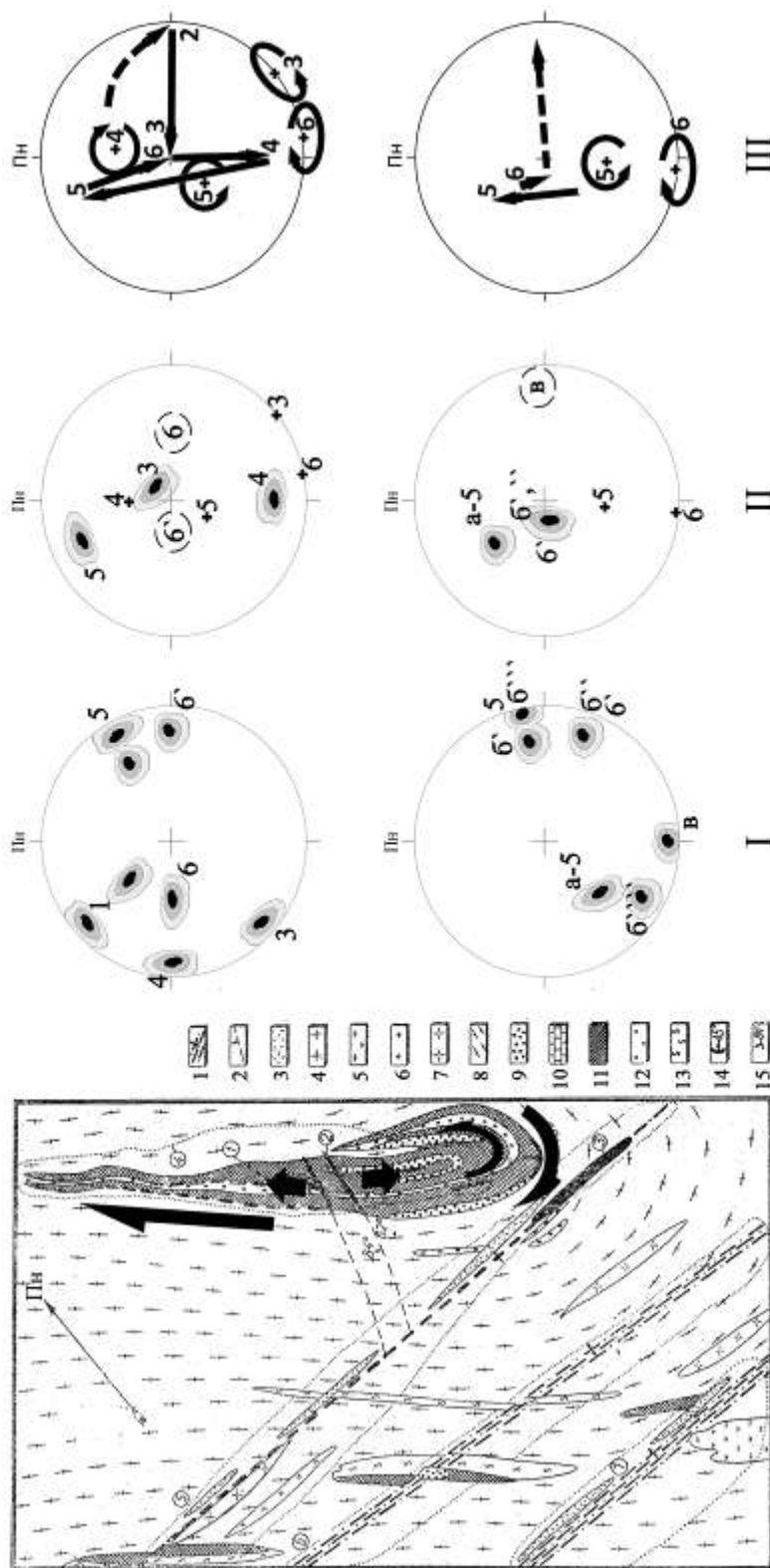


Рис. 3.8. Схематична геологічна карта [65] та спосіб становлення на палеопротерозойський час Північно-Березнянського уранового родовища (ліворуч). Праворуч – схематизовані стереограми в проекції на нижню півсферу розміщення структурних елементів для вмісних геологічних тіл за даними автора (верхній ряд) та рудовмісних тіл за [65, 70] (нижній ряд). I – полюси площинних структурних елементів, які є і проекціями прикладення сил стиснення; II – проекції лінійних структур, які є і проекціями напрямків розтягу; хрестики – проекції осей rotaції; III – міграція в часі й просторі лінійності і відповідно напрямів розтягу та супутні їм прояви rotaції. 1–6 – генерації дислокаційних структур; а – в – типи рудовмісних тіл за [65, 70]. Позначення до карти: 1 – зони розлому; 2 – опірюючі тріщини; 3 – жили кварцового порфіру і фельзиту; 4 – жили пегматиту і пегматоїдного граніту; 5 – гранодіорит; 6 – граніт сірий середньозернистий; 7 – граніт рожевий середньозернистий; 8 – мігматит; 9 – руда магнетитова; 10 – лінзи мармурів; 11 – кварцит магнетитовий; 12 – сланець кумінгтонітовий і хлоритовий; 13 – гнейс біотитовий; 14 – занурення шарніру складки; 15 – елементи залягання. Цифрами в кружках показане уранове зруденіння: 1 – з сидеритом по згідним тріщинам та вкрупненості в залізистих породах; 2 – з сидеритом по січним тріщинам; 3 – з гематитом в мігматитовій зоні; 4 – ореол зруденіння в залізистих кварцитах; 5 – 7 – ореоли в корі вивітрювання

на глибину вона простежена до 200 м [65]. Тобто *a:c* Березнинської складки в горизонтальній площині сягає 7.

Широтні розломи маркуються пегматитовими жилами і субвертикальними дайками кислих ефузивів, потужностями від перших сантиметрів до 2-х метрів; слабкими проявами альбітизації, хлоритизації, епідотитизації, серицитизації, каолінітизації; також тріщинуватістю, катаклазом, брекчіями, ореолами уранового зруденіння в корі вивітрювання [65].

Коротко окреслена будова геологічних тіл мезорівня Березнинської складки (як безрудних так U-вмісних) є свідченням їх становлення під дією здвигових трансформації, що провокують ротацію товщ й перерозподіл рудної речовини з її перевідкладенням в обрамленнях тіл скручування [16, 171, 188, 192, 198, 211, 237, 262].

Будова широтних розломів свідчить, що вони є накладеними на складчасту основу та, в свою чергу, розвивалися імпульсно. На останнє вказує різнорідне за Р-Т умовами становлення наповнення розломів.

3. Уранове зруденіння Північно-Березнянського родовища представлено трьома якісно відмінними типами [65], а саме:

а) в залізистих породах (кварцитах і сланцях) у вигляді згідного бідного уранініт-настуранового з сидеритом прожилково-вкрапленого зруденіння;

б) в залізистих породах у вигляді січних рудних зон, що містять кварцево-сидеритові прожилки з настураном – уранінітом, вуглецевою речовиною і марказитом;

в) у мігматитах по зоні розлому широтного простягання – багатим прожилково-вкрапленим настурановим зруденінням, що асоціює з гідроокислами заліза.

Уранове зруденіння *a-типу* представлено трьома згідними лінзами в кварцитах. Лінзи переривчасті за простяганням та падінням й не простежуються за межами залізистих порід. Потужності таких рудних тіл коливаються в межах 0,3 – 1,4 м, протяжність їх за простяганням 50-130 м, розповсюджуються по вертикалі на 50 м. Ті руди, що розміщені в амфібол-магнетитових кварцитах

мають, переважно, прожилковий характер з підпорядкованим йому вкрапленим зруденінням й асоціюють з сульфідами (пірит, марказит) і карбонатами.

Зруденіння а-типу характеризується бідним вмістом урану 0,03 – 0,07%, рідко до 0,05%; також зміщенням рівноваги в сторону недостаті радію (30-85%) і підвищеним вмістом міді, свинцю, цинку [65].

Уранове зруденіння *б-типу* представлено складним поєднанням жил у вигляді «кінського хвоста». Потужності жил від 1 до 20 мм; за складом вони кварц-сидеритові з настураном, уранінітом і сульфідами. Жили приурочені до тріщин чотирьох просторових положень відносно смугастості: діагональні, що обернено падають (аз.лін.пад. 260°, кут 75°), поперечним крутим (аз.лін.пад. 290°, кут 84°), діагональним вертикальним (аз.лін.пад. 260°, кут 89°), згідним крутим (аз.лін.пад. 30°, кут 85°).

Найбільш інтенсивне уранове зруденіння приурочене до тріщин двох перших просторових положень і представлене двома січними меридіональними тілами потужністю 0,95 – 1,23 м, які розповсюджуються в межах залізистих порід на відстані 20-80 м і по вертикалі більш ніж 100 м. Ці тіла характеризуються вмістом урану 0,121-0,175% і 0,04-0,08%. Уран представлено порушенням настураном і урановими чернями, а також вуглистою речовиною типу антраксоліту. В невеликій кількості уран сорбований на гідрослюдах і гідроокислах заліза. Нерідко у вмісних породах присутній апатит.

В межах уранового зруденіння б-типу проявлена накладена мінералізація у вигляді карбонатизації і слабкій хлоритизації порід. Ділянками відзначається окварцювання. Сульфідна мінералізація виражена розвитком піриту і марказиту. Спостерігаються сліди «облужіння» амфіболу. Гідратизований настуран розвинутий в асоціації з сульфідами (марказитом і піритом) в крайових частинах прожилків, в той час коли карбонати (сидерит) виповнюють їх центральні частини. Уранвмісна вуглиста речовина відзначається майже у всіх зразках з високим вмістом урану і розвивається в тісному зростанні з окислами урану [65].

Уранове зруденіння *в-типу* (в широтній тріщинній зоні в мігматитах) простежується на глибину до 1 км та на відстані 200 м. Воно містить багаті,

рядові й бідні прожилкові-вкраплені руди, що представлені настураном, уранінітом та сорбцією урану гідроокислами заліза. Багате зруденіння характеризується розмахом по вертикалі до 400 м, горизонтальною потужністю 0,1 – 1,65 м і вмістом урану в окремих пробах від 0,03 до 3%. Рудовмісні мігматити розбиті паралельними тріщинами крутого падіння, по яким розвиваються бурі гідроокисли заліза й світло-зелені гідроксиди. На деяких ділянках мігматитів розвинутий альбіт у вигляді кайм і плям в олігоклазі.

Із викладеного в даному пункті та приведенного на рис. 3.8 I, II слідує, що рудні тіла (даного рівня організації) кожного з виділених типів, підпорядковані одному, певному структурному аспекту із трьох відомих тут генерацій. А саме, зруденіння *a*-типу є синхронним дислокаційним структурам генерації-5, які для вмісних тіл виражені розлінзуванням, будинажем, вторинною смугастістю та сланцюватістю, що розвинуті по порфіробастичній сланцюватості (односистемному розміщенні бласт КПШ). Структури генерації-5 прив'язано нами до часової мітки ~ 1,8 млрд років тому. Зруденіння *b*-типу є синхронним дислокаційним структурам генерації-6, які для вмісних тіл виражені повторними розлінзуванням, смугастістю та сланцюватістю у відносно нижчих Р-Т умовах структурно-речовинних трансформацій (адже це мусковітвмісні утворення). *B*-тип зруденіння є наймолодшим відносно *a*- і *b*-типів.

4. Всі, як рудні так і нерудні геологічні тіла мезорівня (які формують Березнинську складку) структурно-текстурно неоднорідні, що виражено у вигляді ізоклінальної складчастості, смугастості, розлінованої смугастості та сланцюватості. Смугастість і сланцюватість всіх мезотіл взаємоузгоджені, як між собою, так і морфологією геологічних тіл. При цьому, просторове розміщення смугастості й сланцюватості U- й Fe-рудних тіл *a*-типу згідне розміщенню рудовмісних тіл та їх смугастості, як сланцево-гнейсового складу так і гранітоїдного.

Смугастість і сланцюватість та їх тотальна взаємоузгодженість є виразом процесу здвигу/розтягу на мікрорівні. На цьому рівні він реалізується завдяки синдеформаційній (компенсаційній) перекристалізації (дифузійний перерозподіл

речовини) в напрямку відносно понижених деформаційних тисків [6, 16, 171, 188, 192, 198, 211, 237, 262]).

5. Ступінь метаморфізму як для супракрустальних так і для гранітоїдних порід досліджуваного фрагменту кристалічного фундаменту варіює від гранулітової фації (релікти) до епідот-амфіболітової. Зокрема, для порід володарської товщі і росинсько-тікицької серії Р-Т умови відповідають середній і високій ступеням амфіболітової фації. Так, температура формування парагенезису блакитно-зеленої рогової обманки з коричневим біотитом і олігоклазом, який є типовим для амфіболітів і кристалосланців росинсько-тікицької серії, коливається в інтервалі 640 – 660°C [70]. Для утворень володарсько-білоцерківської товщі фіксується дещо вищий ступінь метаморфізму.

Температури формування плагіогранітоїдів бердичівського (Подільська СФЗ) і звенигородського комплексів становить 640 – 660°C, температура формування вінницитів 670 – 680°C. Параметри тиску коливаються від 5,5 до 6,5 кбар для плагіогранітоїдів і до 7,5 кбар для вінницитів.

Перетворення при становленні уманського комплексу фіксуються температурами 600 – 590°C по парагенезису коричнювато-бурого залізистого біотиту і залізистого гранату, а в metabazитах в асоціації синьо-зеленої рогової обманки з коричнювато-бурим біотитом і кислим плагіоклазом, відповідають інтервалу температур 590 – 570°C [70].

U-руди *в-типу* Північно-Березнянського родовища формувалися за температур менше 130°C. U-руди *а-типу* є більш високотемпературним [65].

Як супракрустальні утворення так і гранітоїдні всіх генерацій досліджуваного фрагменту кристалічного фундаменту містять декілька різновидів амфіболів, плагіоклазів, біотитів, КПШ, кварцу тощо [30, 70].

6. Вік супракрустальних утворень в досліджуваному районі виявляється в доволі широкому інтервалі значень (млрд років): від 3,86 до 2,06. Вік гранітоїдів – 2,6 – 1,9 [30, 70].

Кількість генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів та їх неоднорідна будова, декілька цифр віку та значень Р-Т засвідчують

декількоетапність, імпульсність формування досліджуваного об'єкта. Адже певний різновид породоутворювального і акцесорного мінералу є кінцевим продуктом відповідного мінералоутворювального процесу – результатом особливостей хімізму, симетрії геологічного об'єму, насиченості компонентами росту, *РТ*-умов геологічного середовища, тощо на момент його формування. Так як і супракрустальні утворення і гранітоїди Росинсько-Тікицького мегаблоку мають ознаки синтектонічних утворень (див. вище) сформованих за високих *Р-Т* значень та є закономірною складовою структурного малюнку території, то кожен із вікових і мінеральних різновидів зазначених порід є результатом прояву одного із тектонічних імпульсів.

Узагальнення та закономірності розміщення металевих корисних копалин в межах Росинсько-Тікицького мегаблоку

Володарська субкільцева структура є сегментом субмеридіонально розташованого ланцюжка подібних макротіл. Її внутрішня будова луската, зумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих й різновікових субкільцевих тіл більш високого рангу. Останні, в свою чергу, сформовані мезо-мікроструктурами, такими як смугастість та сланцюватість, які згодні між собою для всіх петрографічних різновидів геологічних тіл, що складають Володарську структуру та її обрамлення. Рудні тіла досліджуваного фрагменту УЩ підпорядковані структурному малюнку досліджуваного об'єкту (Володарської структури) на всіх рівнях його організації.

Таким чином, геологічні тіла-складові Володарської структури, від макро- до мікрорівня, високовпорядковані, одностепенні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною. Зазначене свідчить про взаємопов'язане формування й розвиток структурних форм та їх речовинного наповнення. Така досконала будова й всепроникна кореляція описаних вище атрибутів досліджуваного об'єкта вказують на наявність під час його формування тектонічного керівного параметра, за [16, 41, 77, 112, 173, 199]. А саме, Володарська структура і її складові вищих порядків створювалися за

декількоетапних трансформацій кристалічної основи в режимі здвигу/ротації. Відповідно проведених нами робіт в південно-західній частині Росинсько-Тікицького мегаблоку, ця частина УЩ формувалася завдяки зазначеним перетворенням не менш ніж в шість етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту. Із залученням даних інших дослідників [15, 37, 124, 173, 194], таких етапів налічується до одинадцяти. Більш пізні із структур розвиваються за рахунок речовини більш ранніх; вони різняться між собою за просторовим розміщенням, Р-Т умовами, формами прояву та механізмами формування. Всі без винятку породні різновиди геологічних тіл в об'ємі середовища, що відповідає досліджуваній частині УЩ, а з огляду на самоподібність структурних форм і всього Росинсько-Тікицького мегаблоку, були неодноразово (що відбивається в генераціях структур, цифрах ізотопного віку та ін.) задіяні здвиговими переміщеннями у супроводі речовинних перетворень. При цьому, вмісти U і Th збільшуються з кожною генерацією структурно-речовинних новоутворень (рис. 3.9). Все зазначене свідчить, що рудовмісні тіла структурно й речовинно еволюціонували синхронно з нерудними тілами Росинсько-Тікицького мегаблоку і тому займають в його структурному малюнку закономірні позиції. Це сегменти структурного малюнку, які є зосередженням на час його остаточного становлення (палеопротерозой) тіней деформаційних тисків. Такими є ті частини палеопротерозойського структурного малюнку даного мегаблоку, які сформовані геологічними тілами серповидних, або субкільцевих конфігурацій та плитоподібних. Вони, за нашими даними, є дислокаційними структурами, що формилися імпульсно впродовж від четвертого до шостого із виділених нами етапів динамо-метаморфічних трансформацій фундаменту.

Отже, на рис. 3.5 нами показані вже відомі рудопрояви й родовища, за [30, 65, 120], та прогнозовані – червоні кружки. Переважна їх більшість приурочені до палеопротерозойських геологічних тіл серповидних й субкільцевих конфігурацій, також плитоподібної морфології. Всі вони є невіддільною частиною суттєво здвигових парагенезисів.

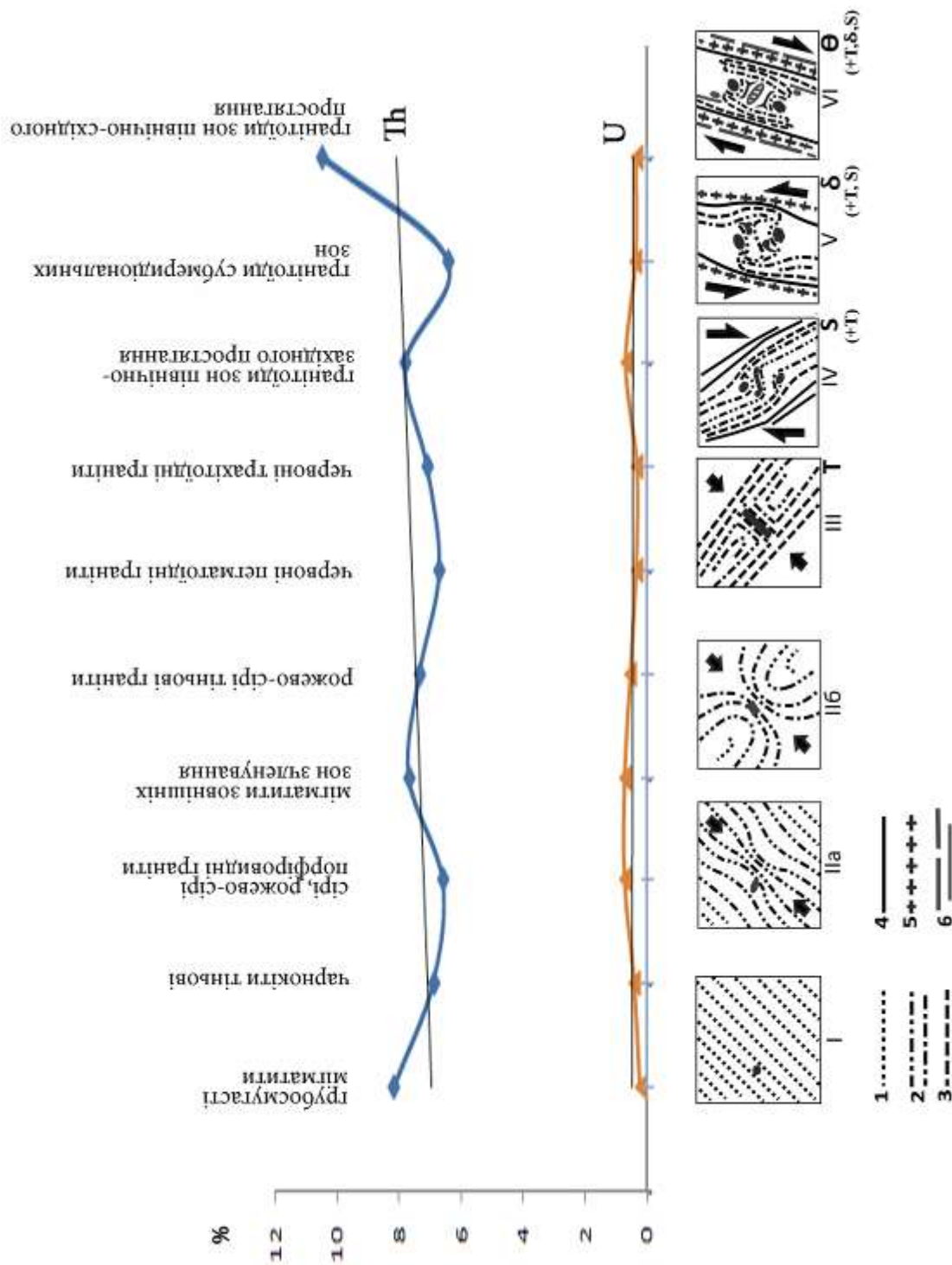


Рис. 3.9. Зміна вмісту U, Th в монацитах гранітоїдів Одесько-Білоцерківської зони УЩ (за даними [72, 177]) в залежності від їх віку та, відповідно, етапу структурно-речовинних перетворень. Останні та становлення при цьому рудоперспективних структур показані в нижньому ряді. 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. Над графіками – назви генерацій гранітоїдів

А саме, є супутніми утвореннями до лінійних макроструктур субмеридіонального простягання палеопротерозойського закладення. Всі означені різновиди структур формуються завдяки перерозподілу пороодоутворювальних й рудних елементів в умовах нерівномірного розподілу деформаційних тисків при здвигових трансформаціях в декілька тектонічних імпульсів. Тому, речовинно є глибоко диференційованими сегментами досліджуваної частини УЩ. Лінійні макроструктури є результатом власне здвигових трансформацій – Y, L-структури, за [39, 203]. Дюгові сегменти структурного малюнку формуються між здвиговими площинами завдяки вихревидному скручуванню товщ й набувають лійко-спіралеподібних форм [16, 174, 188, 198]. Родигін О. [192] такі структури ідентифікує як приздвигові „завертыши”, Гінтов О. [39], як структури підвороту пластів. Не рідко, подібні структури є ∞ - подібних форм, що свідчить про неодноразову переміну здвигових напрямків. Області виклинювання серпоподібних макротіл є найбільш перспективними [198] щодо розшуку нових покладів корисних копалин. Плитоподібні сегменти структурного малюнку створюються шляхом заповнення простору при розтягу/роз’єднанні тіл, що супроводжує деформації здвигу [203, 220], за [39, 203], це T-структури.

3.4 Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони

3.4.1 Голованівська шовна зона. Відповідно [72, 177] процеси накопичення торію в історії формування Білоцерківсько-Одеської зони (складовою якої є Голованівська шовна зона) відзначені такими етапами:

- незначна його концентрація відмічається в чарнокітах літинського комплексу в мезоархейський період;
- у неоархеї накопичення торію, можливо, відбувалось в метааркозах базальних горизонтів кошаро-олександрівської світи бузької серії, що містять торієносні апатит, монацит, сфен, ортит. Тут джерелом можливої концентрації торію могли бути два процеси: 1) накопичення кластогенних торієвмісних

мінералів у прибережних зонах міжбрилових басейнів у результаті розмиву чарнокітів виступів нижнього структурного ярусу; 2) привнесення торію вуглеводневими глибинними відновлювальними флюїдами по зонам розломів, що обмежують виступи палеоархею.

— істотна концентрація торію відбулася в нижньопротерозойську рудопідготовчу епоху формування двопольовошпатових геохімічно спеціалізованих на торій гранітоїдів уманського комплексу (Уманський, Ставищенський, Богуславський, Антонівський, Ольшанський масиви). Торієносними є також продукти ТМА (біотитові, хлоритові діафторити) зон розломів і мігматити району м. Звенигородка.

Основні концентрації торію відзначені в пегматитах і кремне-калієвих метасоматитах, що сформувалися на заключному постультраметаморфічному палеопротерозойському етапі. У цей період в Олексіївській рудній зоні, приуроченій до периферії Костянтинівського субмеридіонального виступу палеоархею, утворилися [72, 177] Південне, Калинівське і Лозоватське родовища і низка рудопроявів торій-уранових руд в високотемпературних прирозломних калієвих метасоматитах (рис. Б.3.7).

В межах ГШЗ відомі незначні рудопрояви й родовища урану [24, 28]. Це вже вище відзначені родовища Південне, Лозоватське й Калинівське, які знаходяться в південно-східній частині ГШЗ. Рудопрояви Заваллівський, Савранський, Грушковський містяться в південно-західній її частині (див. рис. 3.7, 10, 11). Рудопрояви Голованівський, Шамраївський, Янишівський, Кодимський та Коханівський – в центральній частині ГШЗ [28].

3.4.1.1 Савранська складчаста форма як високовпорядкована дислокаційна структура. В розділі 2 обґрунтовано, що Голованівська шовна зона є гібридним дислокаційним утворенням, адже сформована структурно-речовинними парагенезисами зі складовими до 8-ми генерацій. Ступені метаморфізму речовини перших 6-ти генерацій структур відповідають гранулітовій, амфіболітовій та епідот-амфіболітовій фаціям метаморфізму; інші є

постметаморфічними. Спостережені структури на мезо- та мікрорівнях представлені кристалізаційною сланцюватістю, смугастістю, розлінзуванням тощо. На макрорівні, це, відповідно, в'язкі й крихкі розломи та їх системи. Структури кожної з генерацій високовпорядковані, односистемні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною, що свідчить про взаємозалежне становлення досліджуваних структурних форм та їх речовини в динамічних умовах. Остаточну будову ГШЗ сформовано на п'ятому й шостому, із виділених нами, етапах структурно-речовинних перетворень в суттєво здвигових умовах. Завдяки останнім сформовано в'язкі розломи субмеридіонального простягання, субвертикального падіння з похилою мінеральною лінійністю. Речовинно вони назагал відповідають гранітоїдам побузького та кіровоградського комплексів, також іншим метаморфогенним утворенням з віком $\sim 2,0$ млрд років. Утворення більш ранніх генерацій зайняли позицію лінзоподібних, в різній мірі змінених, блочків-реліктів різноманітних розмірів (див. рис. 2.44, 2.74 та 3.10).

Все зазначене доводить, що становлення рудних геологічних тіл (відомих і прогнозованих) відбувалося взаємозалежно з нерудними вмісними тілами, тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень докембрійської основи. Перші чотири з них реалізувались у в'язко-пластичних умовах (до 1,7 млрд років тому; провідними механізмами були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у здвигових умовах), наступні в – пружно-крихких. Зазначене підтверджують нові факти зібрані нами та дані попередників, які викладені нижче у пунктах 1 – 5. Вони систематизовані у відповідності до принципу ієрархічності геологічних структур, розпочинаючи з макрорівня структурно-речовинної організації об'єктів досліджень, закінчуючи мікрорівнем. Для такої систематизації вибрано *Савранський рудопрояв урану*, з огляду на те, що в цій частині ГШЗ знаходились детальні ділянки досліджень автора роботи (див. Розділ 2).

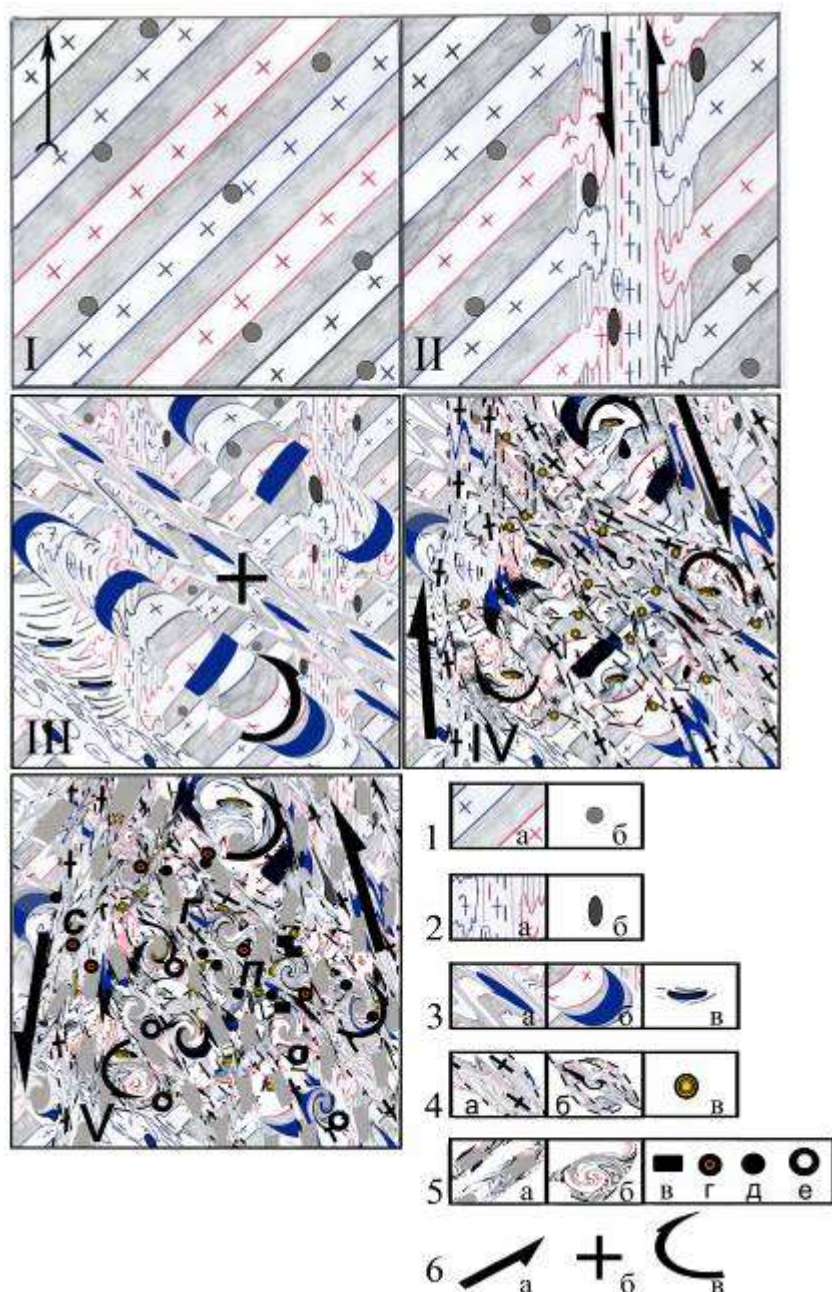


Рис. 3.10. Принципова модель формування структурного плану Голованівської шовної зони: II — на час 3,2 млрд років тому, III — 2,8, IV — 2,0, V — 1,8 млрд років тому. 1 — 5 — позамасштабне, узагальнене зображення структурно-речовинних новоутворень (структур) на відповідні етапи трансформацій кристалічної основи. 1а — структури і 1б — рудні об'єкти етапу I; 2а — структури і 2б рудні об'єкти етапу II; 3а — суттєво здвигові структури, 3б — супутні їм структури ротації, 3в — рудні об'єкти етапу III; 4а — суттєво здвигові структури, 4б — супутні їм структури ротації, 4в — рудні об'єкти етапу V; 5а — суттєво здвигові структури, 5б — супутні їм структури ротації, 5 в-е — рудні об'єкти етапу VI; де в — родовища U, г — рудопрояви TR(U), д — TR(Th), е - прогнозовані. 6 — напрямки здвигових переміщень (в сучасних координатах): 6а — субгоризонтальні, 6б — субвертикальні, 6в — по субкільцевим траєкторіям. П — Первомайськ, С — Саврань, Г — Голованівськ

1. Савранський рудопрояр урану знаходиться в західній частині (рис. 3.7, 10) ГШЗ в зоні впливу Тальнівського в'язкого розлому, за [51]. Савранський рудопрояр в плані представлено серпоподібним макротілом дещо видовженим на північний захід, що міститься в полі біотитових мігматитів та є конформним смугастості цих мігматитів. Савранська складчаста форма має круті кути падіння крил ($\sim 80^\circ$) на північний схід на крилах і на північний-захід в замковій частині. На глибину вона простежена до 550 м [28, 61].

Савранська серпоподібна структура разом з іншими подібними за конфігурацією, елементами залягання й речовинними наповненням макротілами, формують субмеридіонально розташований ланцюжок (рис. 3.10). В такий спосіб створених ланцюжків макротіл в межах ГШЗ є декілька; вони мають дещо змінні простягання, але в цілому підпорядковані субмеридіональному структурному плану. *a:c* сегментів (С-, S-подібних макротіл) таких ланцюжків змінні, від 2-х до 6-ти. Зазначений субмеридіональний структурний малюнок сформовано в палеопротерозої на 5-му й 6-му етапах структурно-речовинних трансформацій кристалічного фундаменту (Розділ 2) за Р-Т умов амфіболітової-зеленосланцевої фацій метаморфізму у супроводі становлення синздвигових гранітоїдних тіл (кіровоградський, уманський комплекси). Отже, Савранська серпоподібна структура й інші подібні, як підпорядковані палеопротерозойським вторинним тілам, також є результатом декількох етапів трансформацій докембрійської основи й остаточно сформувалися в нижньому протерозої.

Коротко окреслена макробудова досліджуваної частини УЩ, свідчить про те, що цей фрагмент кристалічного фундаменту є впорядкованою макроструктурою розлінзування й ротації, формування якої можливе за неодноразових й різнопланових деформацій здвигу докембрійського фундаменту у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових з формуванням нових породних тіл (відповідно [174, 192, 198, 212, 274]).

2. Савранська серпоподібна структура сформована лінзоподібними тілами, які згідні між собою, а їх морфологія, елементи залягання та співвідношення *a:c* аналогічні й повністю узгоджені таким атрибутам даної складки (рис. 3.11).

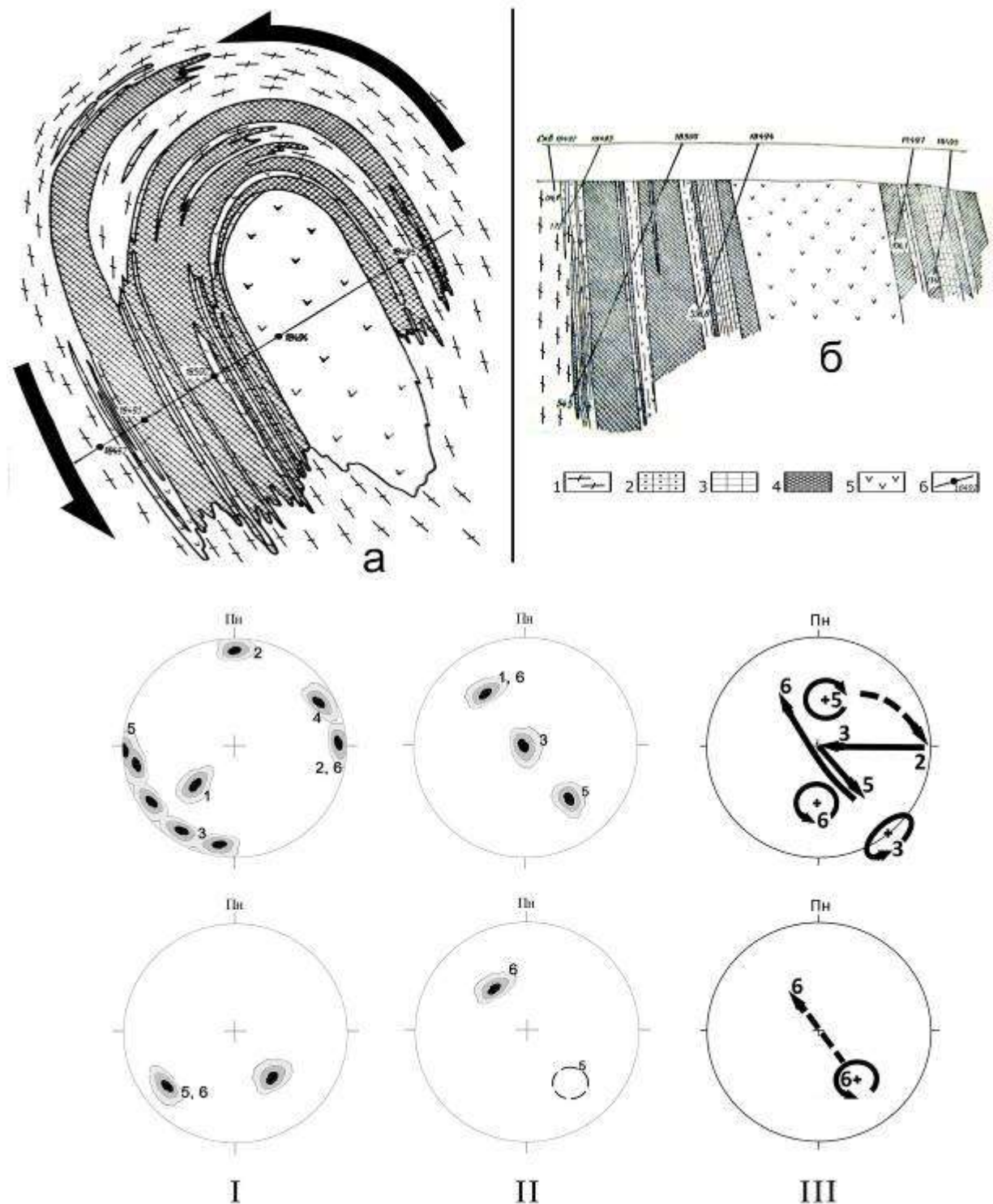


Рис. 3.11. Будова [61] та модель становлення на палеопротерозойський час Савранської структури: а – план, б – розріз. Внизу – схематизовані стереограми в проекції на нижню півсферу розміщення структурних елементів для вмісних геологічних тіл (верхній ряд) та рудовмісних тіл за [61] (нижній ряд). I – полюси площинних структурних елементів, які є і проекціями прикладення сил стиснення; II – проекції лінійних структур, які є і проекціями напрямків розтягу; III – міграція в часі/просторі лінійності і відповідно напрямків розтягу та супутні їм прояви ротації. 1–6 – генерації дислокаційних структур. Позначення до карти: 1 – мігматити, 2 – безрудні піроксенові скарни, 3 – безрудні кальцифіри зі шпінеллю й олівіном, 4 – ітабірیتی, 5 – амфіболіти, 6 – лінія розрізу, свердловини та їх номер

Потужності таких тіл-складових коливаються в широких межах – від 10 см до 180 м при протяжності до 1800 м. Вони речовинно представлені амфіболітами і піроксен-плагіоклазовими кристалічними сланцями, які переважно містяться в ядрі структури. Крила і частина периклінального замикання структури сформовані магнетит-піроксеновими ітабіритами з підпорядкованою кількістю тіл кальцифірів, кордієрит-силіманіт-гранат-біотитових гнейсів і амфіболітів. В підпорядкованій кількості тут знаходяться тіла гранат-біотитових гнейсів та сланців з кордієритом і силіманітом, також U-зруденінням [65]. Межі між ними виразні.

Означена односистемність мезорівня формується шляхом тотального залучення кристалічної основи до трансформацій видовження/скорочення, зміщення та прокручування окремих складових [16, 174, 192, 198, 212, 274]. Тобто, це вторинна стратифікація – тектоно-стратифікація граніто-метаморфічного середовища, що обумовлена перешаруванням дуже сплюснених, витягнутих та зміщених усіх без винятку за складом геологічних тіл.

3. Внутрішня будова геологічних тіл мезорівня як безрудних так і рудовмісних (гнейсів, амфіболітів й ін.) неоднорідна, представлена смугастістю та сланцюватістю. Такі мікроструктури проявлені в усіх відзначених різновидах порід в різній мірі, але, при цьому, згідні між собою для всіх них та вмісних мігматитів. Рудні тіла мікрорівня підпорядковані структурному малюнку даного рівня організацій досліджуваної структури.

Смугастість і сланцюватість є виразом процесів здвигу-розтягу/ротації на мікрорівні. Тут вони реалізується завдяки синдеформаційній перекристалізації в напрямку відносно понижених деформаційних тисків [6, 174, 192, 198, 212, 274].

4. Зазначені вище мезо- мікроструктури сформовані декількома генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів. Часто вони неоднорідні, зональні.

5. Вік речовини геологічних тіл в досліджуваному районі виявляється в доволі широкому інтервалі значень: від 3,86 до 1,7 млрд років [28, 33, 34].

В цілому ж структурний малюнок Савранського об'єкту на всіх рівнях організації підпорядкований структурному плану, що утворився на шостому етапі

структурно-речовинних трансформацій досліджуваної частини кристалічного фундаменту.

Узагальнення та закономірності розміщення металевих корисних копалин в межах Голованівської шовної зони

Геологічні тіла-складові Савранської структури самоподібні (за морфологією, елементами залягання тощо) від макро- до мікрорівня організації об'єкту, сформовані диференційованою речовиною. Рудні мінерали, агрегати та тіла беруть участь у формуванні структурного малюнку на відповідних рівнях організації вмісних геологічних тіл. Зазначене свідчить про взаємозалежне становлення структурних форм і їх речовинного наповнення. Така досконалість будови й кореляція атрибутів досліджуваного об'єкта є результатом тектонічних трансформацій докембрійської основи за декількоетапних структурно-речовинних перетворень в режимі здвигу/ротації (рис. 3.12). Адже, як показано вище, побузька частина УЩ формувалася завдяки структурно-речовинним перетворенням не менш ніж в шість етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту. За даними інших дослідників [14, 15, 39, 124, 194] таких етапів відомо до одинадцяти. Кожна з молодших структур розвиваються за рахунок речовини більш ранніх; вони різняться між собою елементами залягання, Р-Т умовами прояву та механізмами формування. Всі без винятку породні різновиди геологічних тіл в об'ємі середовища, що відповідає досліджуваній частині УЩ, а з огляду на самоподібність різнорангових структурних форм і всієї шовної зони, були неодноразово залучені до синздвигових структурно-речовинних перетворень. Тому Савранську структуру інтерпретуємо як рол-структуру, яка формувалася завдяки декількоетапним здвиговим трансформаціям.

З даних наведених на рис. 3.9 та в роботі [254] видно, що вмісти U і Th збільшуються з кожною генерацією структурно-речовинних новоутворень, тоді як у вмісних – навпаки, зменшуються.

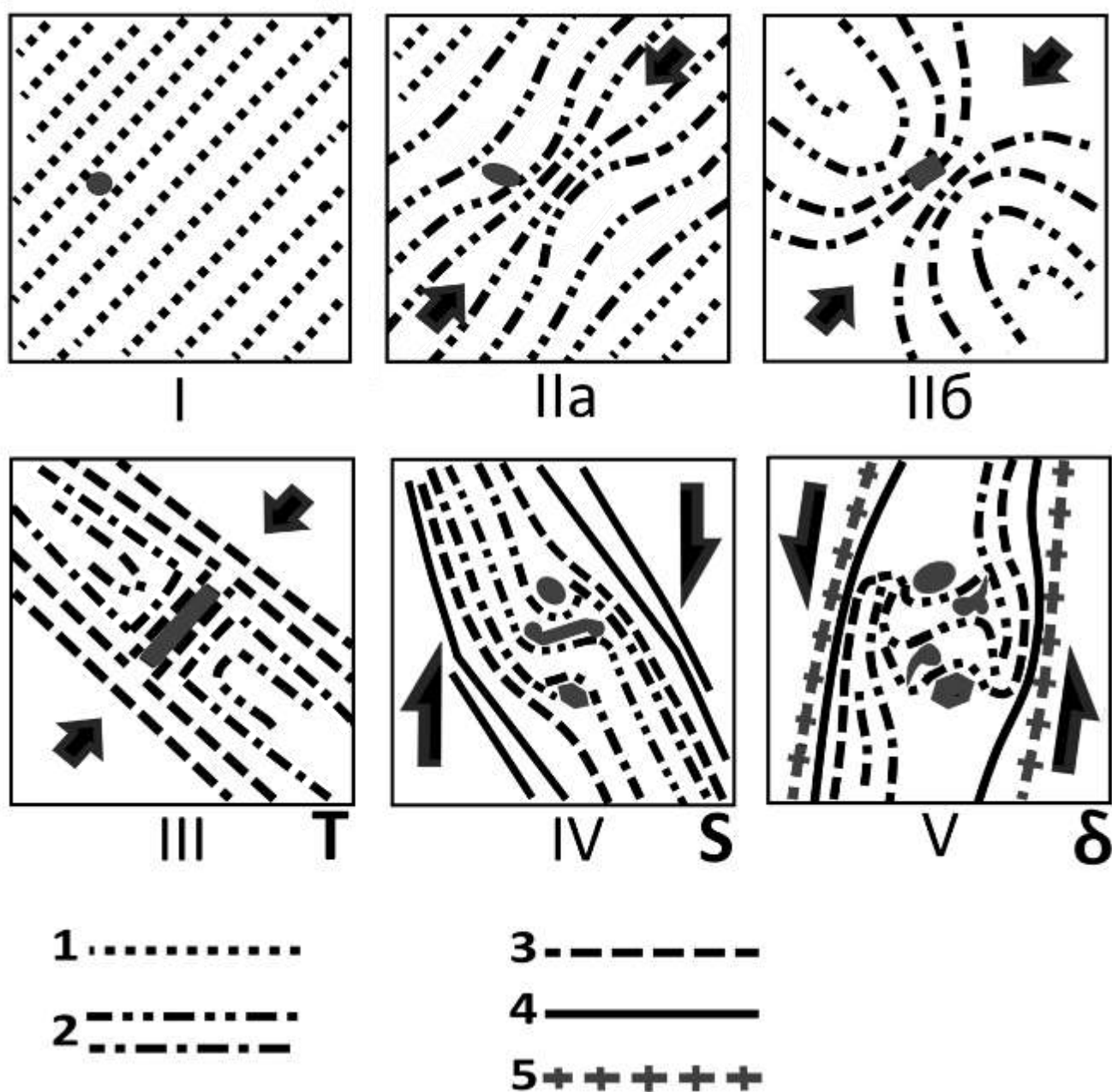


Рис. 3.12. Принципова модель формування одиночної рудовмісної структури в декілька етапів (I – V) в межах Голованівської міжблокової зони. Етапи відповідають таким на рис. 3.10. T, S, і δ – типи дислокаційних структур, формування яких обумовлено напрямками прикладення тектонічних сил (чорні стрілки). 1 – 5 – генерації площинних структур. Сірі овали й багатокутники маркують приздвигові тині тиску, до яких зазвичай приурочені підвищені рудні концентрації

Опираючись на все зазначене, вважаємо, що рудні тіла створювалися (рис. 2.44, 2.74, 3.9 – 12) синхронно з нерудними тілами в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій докембрійської основи. Тому вони займають конкретні комірки в нижньопротерозойському структурному малюнку ГШЗ. Це складові частини малюнку, де на час його палеопротерозойського становлення мали місце тінні тиску. Такими є прихвостові частини реліктових (допалеопротерозойських), часто субкільцевих тіл (δ -структури), новостворених S-тіл та міжбудинні простори (T-структури) (рис. 3.9 – 12). Зазначені дислокаційні утворення є невідривною частиною здвигових парагенезисів протерозойського структурного малюнку. А саме, є супутніми новоутвореннями до власне структур здвигу та формуються завдяки перелокалізації породоутворювальних й рудних елементів в умовах нерівномірного розподілу деформаційних тисків при здвигових трансформаціях в декілька тектонічних імпульсів. Прихвостові сегменти (δ -структури) виникають в приторцевих ділянках реліктових (“брилових”) структур, які є захищеними від деформацій здвигу/стиснення, за [171, 188, 192, 198].

S-тіла є результатом декількоетапних синздвигових ротацій задіяного структурно-речовинними перетвореннями фрагменту кристалічного фундаменту.

T- сегменти здвигових парагенезисів формуються на ділянках розуцільнення й розосередження геологічних тіл в здвигових зонах [192, 198].

Опираючись на дані щодо структурно-речовинної організації ГШЗ, які приведені в розділі 2 та даному підрозділі виведено принципову модель формування одиночної рудовмісної структури (рис. 3.12). А тип генези U-, Th-рудних скупчень в межах ГШЗ ідентифіковано як тектоно-метаморфічний.

3.4.2 Інгульський мегаблок. В історії формування породних комплексів Інгульського мегаблоку виділяються такі епохи й етапи торієнакопичення [72, 177].

Архейські породні комплекси чарнокітоїдів, дніпровського та інгулецького комплексів плагіогранітів відносяться до слабо торієносних, однак, вони могли

бути джерелами кластогенних торієвмісних мінералів базальних горизонтів флішових товщ чечеліївської світи, що відкладалися біля підніжжя архейських виступів. В слабо торієносних гнейсах цієї світи встановлені монацит (у монациті архейських порід церій переважає над ітрієм), апатит, циркон, сфен. Розподіл їх нерівномірний, що відображає флішовий характер субстрату гнейсів [225]. Звертає на себе увагу присутність у гнейсах графіту, що може вказувати на зв'язок торію із глибинними вуглеводнями [72, 177].

Палеопротерозойська епоха була основною епохою торієнакопичення Інгульського мегаблоку, яка ознаменувалася розвитком торієносних двопольовошпатових гранітів кіровоградського комплексу (Бобринецький, Вознесенський, Березівський масиви), що утворилися при ультраметаморфізмі по метапелітовому флішовому субстраті чечеліївської світи і успадкували частину торію, яка вже містилася у ньому. Так, у деяких шарах гнейсів чечеліївської світи відмічаються вищекларкові $(17-20) \cdot 10^{-4} \%$ вмісти торію. Особливістю цього мегаблоку є широкий розвиток торієвмісних і геохімічно спеціалізованих на торій інтрузивних чарнокітоїдів новоукраїнського комплексу (Боков'янський, Новоукраїнський, Верблюзький, Чигиринський масиви). Цей етап торієнакопичення можна вважати передрудним [72, 177].

Мезопротерозой-неопротерозой були основними епохами накопичення торію у флюїдитих, гідротермальних торій-уранових метасоматитах (альбітитах, мікроклінітах) зон ТМА. У цей етап сформувались торієвмісні уранові руди в альбітитах Новокостянтинівського, Северинівського, Ватутинського, Мічурінського родовищ. Торій концентрується в монациті, ізоморфно входить до складу циркону, бранериту, ненадкєвіту, настурану. У центральних частинах рудних покладів руди мономінеральні уранові, вміст в них торію зростає на флангах рудних покладів. Вміст торію в рудних альбітитах різних родовищ нерівномірний, найбільш бідними є руди Мічурінського родовища [225]. Торій у метасоматитах частково успадковується від вміщуючих порід, основна його маса, вочевидь, має глибинну природу [21, 72, 79, 177].

3.4.2.1 Тектонічні умови формування Априлівської та інших рудовмісних структур Новоукраїнського масиву гранітоїдів. Нами в розділі 2 обгрунтовано, що становлення Інгульської суттєво здвигової дислокаційної системи (Інгульський мегаблок та суміжні шовні зони) відбувалося в декілька тектонічних імпульсів, які зафіксовано в генераціях структур, за Р-Т умов динамометаморфічних перетворень речовини геологічних тіл, що її формують. Остаточне оформлення досліджуваного фрагменту УЩ ми прив'язуємо до часу 2,0-1,8 млрд років тому. Опираючись на все зазначене, ми інтерпретуємо становлення рудовмісних структур центральної частини УЩ, зокрема і північного фрагменту Новоукраїнського масиву, як таке, що відбувалося синхронно з вміщуючими їх геологічними тілами (складовими Інгульської дислокаційної системи), тобто також здійснювалося у декілька етапів дислокаційних (структурних та речовинних) перетворень докембрійської основи. Провідними механізми були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у здвигових умовах. Зазначене підтверджують нові факти зібрані нами та дані попередників, які викладені нижче у пунктах 1 – 6. Вони систематизовані у відповідності до принципу ієрархічності геологічних структур, розпочинаючи з макрорівня структурно-речовинної організації об'єктів досліджень, закінчуючи мікрорівнем.

1. Масиви гранітоїдів осьової частини Інгульського мегаблоку (Корсунь-Новомиргородський, Новоукраїнський) формують мегабудинаж структуру, зафіксувавши на час становлення умови відносного розтягання [80, 89, 92]. Масиви гранітоїдів Західно-Інгулецької зони серпоподібних форм формують ланцюжок тіл субмеридіонального простягання, відтворюючи малюнок структур розвальцювання, відносно ККШЗ (див. рис. 2.75, 76).

Коротко означена макробудова Кіровоградської та Західно-Інгулецької підзон (за [96]) центральної частини УЩ свідчить, що ці фрагменти кристалічного фундаменту є впорядкованими макроструктурами розлінзування та будинажу, формування яких можливе за неодноразових деформацій здвигу докембрійського фундаменту у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових.

2. Новоукраїнський масив є лійкоподібним (перевернутий конус, сідлоподібним) горизонтально розшарованим тілом, яке сформоване з кільце-, S-подібних тіл більш високого рангу [89, 95, 241]. Останні добре виражені в геофізичних полях (рис. Б.3.13) та, в свою чергу, в плані, складені декількома ланцюжками будино-, лінзоподібних тіл строкатого складу, субкільцевих конфігурацій, що мають круте до субвертикального падіння [24, 89, 95]. Цими субкільцевими ланцюжками (третього порядку в даному випадку) є рудовмісні структури – Априлівське та інші подібні.

Зазначені S-подібні тіла-складові Новоукраїнського масиву ми інтерпретуємо як внутрішньобудинні складки волочіння, відповідно [192], або як структури вихревидного скручування товщ лійкоподібних форм, які утворюються між здвиговими площинами [198, 211, 262]. На крупномасштабних картах подібні структури – ∞ -подібних форм, що є свідченням неодноразових змін здвигових напрямків.

4. Морфологія Априлівської U- (Th-?) вмісної структури, в першому наближенні, тетраедроподібна (рис. 3.14). Проекції граней тетраедра співпадають з проекціями площин сланцюватостей в гранітоїдах та альбітитах (рис. 3.15).

3. Геологічні тіла мезорівня (на рівні пачок порід) як нерудні так і U-вмісні, що формують вище означені ланцюжки й складають Априлівське родовище подібні за морфологією та мають тотожні елементи залягання. А саме, це пласто-лінзоподібні тіла (гнейсів, гранітоїдів, альбітитів рудних, альбітитів безрудних та інших [24, 95]) з доволі чіткими межами та згідного залягання. Співвідношення довгої осі до короткої ($a:c$) таких тіл-складових сягає 7.

Означена односистемність формується шляхом тотального залучення кристалічної основи до трансформацій видовження/скорочення, зміщення та прокручування окремих складових [122, 171, 192, 238]. Тобто, це вторинна стратифікація граніто-метаморфічного середовища, яка зумовлена перешаруванням дуже сплюснених, витягнутих та зміщених усіх без винятку за складом геологічних тіл.

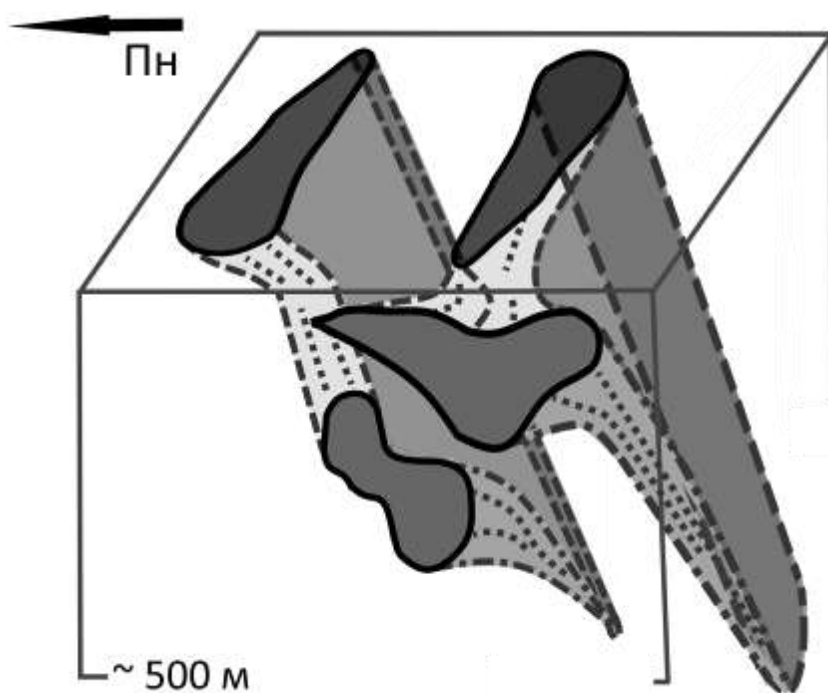


Рис. 3.14. Узагальнена будова покладів урану Априлівського родовища за даними карти, двох розрізів та короткого опису даного об'єкту КП „Кіровгеологія” № 46

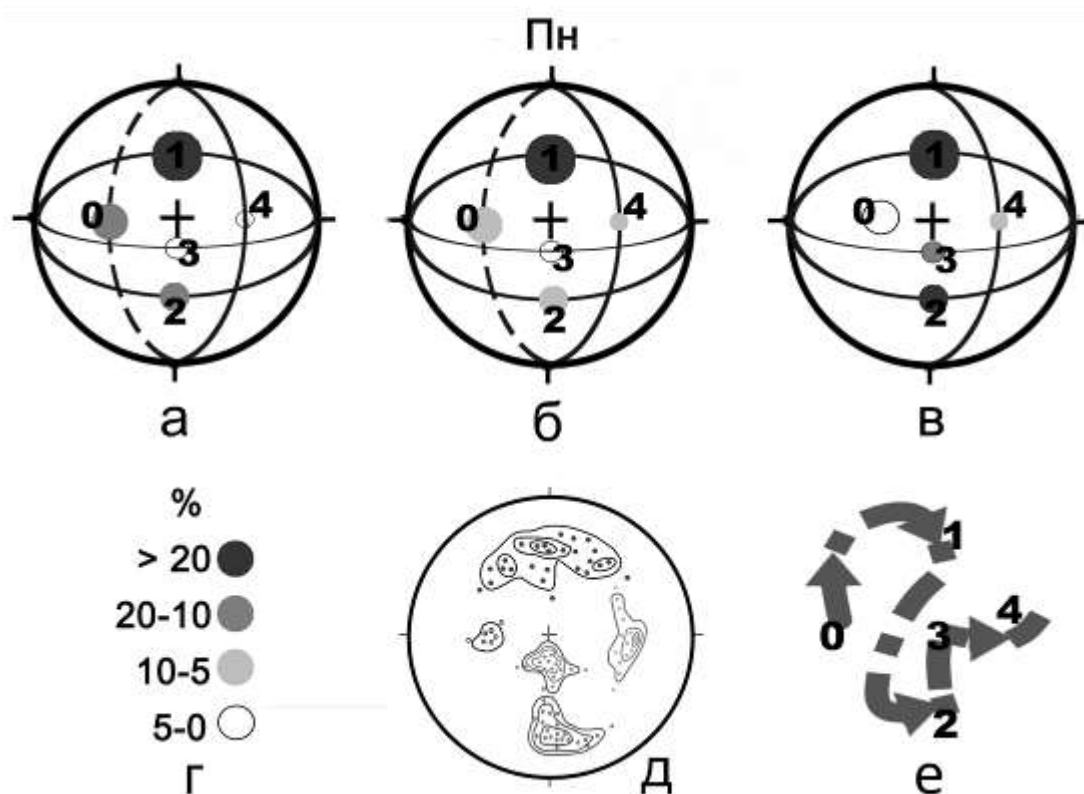


Рис. 3.15. Узагальнені проекції на верхню півсферу метаморфогенних структурних елементів для геологічних тіл Априлівського родовища складу: а) гранітів, б) альбітитів безрудних, в) альбітитів рудних, г) шкала інтенсивності прояву; д) – мінеральна лінійність в ізолініях для всіх зазначених різновидів порід: 5, 10, 15 %; е – проекція траєкторії міграції в просторі/часі генерацій (цифри: 0 – 4) мінеральної лінійності та відповідно напрямів розтягу. Проекції побудовані за керном КП „Кіровгеологія” № 46, що орієнтувався відповідно розрізів й опису структурних елементів Априлівського об'єкту

5. Внутрішня будова геологічних тіл мезорівня (гранітоїдів та альбітитів Новоукраїнського масиву) неоднорідна, представлена смугастістю, декількома генераціями сланцюватостей, кліважем тощо. Всі генерації таких мікроструктур проявлені в усіх відзначених різновидах порід, але для кожного з них та чи інша їх генерація розвинута й виражена в різній мірі (з різною інтенсивністю) (рис. 3.15, Б.3.16). Генерації сланцюватостей відрізняються одна від одної різною просторовою орієнтацією, інтенсивністю прояву, мінеральним складом, розмірністю зерен, ступінню їх подовженості, також наповненістю й параметрами рудних мінералів. На перетинах сланцюватостей мають місце мінерали та їх агрегати σ -, s - подібних форм. Мінеральні зерна, що формують сланцюватість, розліновані, будиновані та мають неоднорідну, зональну будову, яку ми інтерпретуємо як результат перекристалізації й заміщення (рис. 3.17). Найбільш інтенсивно, як в гранітоїдах так і альбітитах, проявлена сланцюватість генерації-1, яка є згідною геологічним тілам мезо-макрорівня та разом з ними формує структурний план Априлівського родовища: субширотне простягання геологічних тіл з крутим падінням на південь.

Розміщення і форма виділень рудних мінералів підпорядковані структурному малюнку даного рівня організації об'єкту. А саме вони містяться, у геолого-кінематичному відношенні, в тінях тиску – міжбудинному просторі, торцевих частинах породоутворювальних мінералів та на межах по різному сформованих зон (зон нарощування) мінералів; також виповнюють шпарини (рис. 3.17).

Смугастість і сланцюватість є виразом процесів здвигу-розтягу/ротації на мікрорівні. Тут вони реалізується завдяки синдеформаційній (компенсаційній) перекристалізації (дифузійний перерозподіл речовини) в напрямку відносно понижених деформаційних тисків [6, 171, 199, 274, 275].

Однакова кількість генерацій сланцюватостей та їх тотожні просторові міграції для всіх досліджуваних тіл (гранітоїдів та альбітитів рудних й безрудних), також морфологія Априлівського U-рудного тіла (в першому наближенні тетраедроподібна) свідчать про наступне.

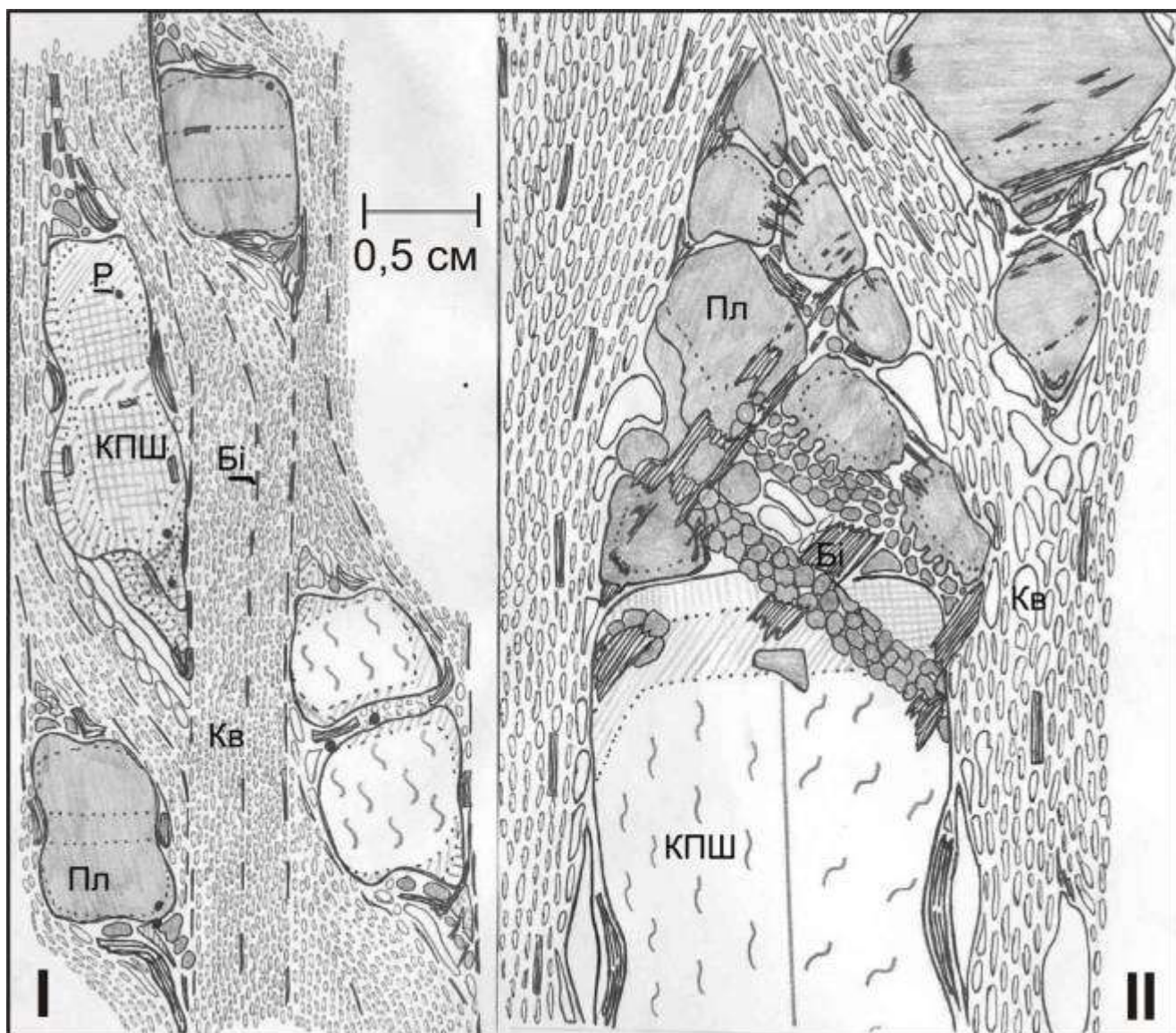


Рис. 3.17. Мікроструктури розлінзування та будинажу гранітоїдів Бобринецького масиву (I) та Новоукраїнського (II). Зарисовка шліфів, зрізи в площинах а/с провідної (генерація 1 на рис. 3.15, 16) сланцюватості. КПШ – калієвий польовий шпат, Пл – плагіоклаз, Бі – біотит, Кв – кварц, Р – скупчення рудних мінералів. Лінії з крапочок – межі між смугами нарощування порфіробластів. Різноорієнтована штриховка в межах таких смуг відображає подібне розміщення двійникових індивідів. На рис. 3.17. I добре видно хвостики нарощування, які відповідають структурам правого здвигу. Хвостики лівого здвигу слабо розвинені. На рис. 3.17. II видно реліктову мікросмугастість, що залишилася в тінях тиску порфіробластів. Наголошуємо на ідентичності морфології однієї таблички ПШ та її дрібнозернистого обрамлення й локалізації рудних скупчень з геологічною будовою Інгульського мегаблоку УЩ та розміщенням родовищ й рудопроявів в його межах

По-перше: структури розсланцювання не є накладеними на гранітоїди й альбітити, а їх взаємні розвиток й перетинання відтворює геологічні тіла, що за складом відповідають гранітоїдам та альбітитам. При цьому, як показано кількість та розміщення сланцюватостей в гранітоїдах та альбітитах рудних й безрудних тотожна, отже всі вони формувалися подібно. А саме: імпульсно, в декілька етапів структурно-речовинних перетворень субстрату при зміні напрямків тектонічних напруг. При цьому, кожен із тектонічних імпульсів у всіх зазначених різновидах порід проявлявся одночасно.

По-друге: увесь об'єм геологічного середовища, що досліджувався (від мікро- до макрорівня) формувався взаємозалежно, завдяки одним і тим же декількоетапним структурно-речовинним перетворенням субстрату при зміні напрямків тектонічних напруг в Р-Т умовах за яких можлива перекристалізація речовини. А саме, північна складова (див. рис. 3.14, Б.316) Апрелівського тетраедроподібного рудного тіла, геологічні тіла мезорівня, які його утворюють (складу гранітоїдів та альбітитів рудних й безрудних) та сланцюватість генерації-1 формувалися одночасно; південна складова Апрелівського тетраедроподібного тіла, всі геологічні мезотіла, що його утворюють та сланцюватість генерації-2 формувалися одночасно і т.д.

5. Для геологічних тіл Новоукраїнського масиву відомо декілька цифр віку – 2037,4 (габромонцоніти), 2036,7 (гранат-біотитові трахітоїдні граніти), 2034,8 (жильні сублужні граніти) [17], 1900-2000 [44], 2030-2000 млн років [34, 44]. Вік уранового зруденіння та альбітитоутворення 2000, 1800 млн років [17, 24, 245]. Зазначені породи містять декілька генерацій пороодоутворювальних й акцесорних мінералів. Також і для геологічних тіл інших макроструктур, досліджуваної дислокаційної системи, відомі подібні цифри ізотопного віку [28, 29, 34, 44].

6. Формування гранітоїдів Новоукраїнського масиву відбувалося в інтервалі 700-500°C при тискові 600 МПа [44]. Формування альбітитів, зокрема Новокопчанської зони – 420-120°C [245]; при цьому виявлена температурна стадійність при формуванні мінералів: альбіт – 240-120°C, кальцит – 300-120°C, уранових мінералів – 240-120°C.

За [21] температура уранового рудоутворення 50-300°C, частіше 100-200°C, тиск 50-150 МПа. Джерелом урану слугували породи граніто-гнейсової формації центральної частини УЩ [245].

Кількість генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів та їх неоднорідна будова, декілька цифр віку та значень Р-Т засвідчують декількоетапність, імпульсність формування досліджуваного об'єкта. Адже певний різновид породоутворювального і акцесорного мінералу є кінцевим продуктом відповідного мінералоутворювального процесу – результатом особливостей хімізму, симетрії геологічного об'єму, насиченості компонентами росту, РТ-умов геологічного середовища, тощо на момент його формування. Так як гранітоїди Інгульської частини УЩ мають ознаки синтектонічних утворень (див. вище) сформованих за високих Р-Т значень та є закономірною складовою структурного малюнку території, то кожен із вікових і мінеральних різновидів цих порід є результатом прояву одного із тектонічних імпульсів.

Таким чином, Априльська U- (Th-?) вмісна тетраедроподібна структура є одним з сегментів внутрішньобудинної складки волочіння. Внутрішня будова Априльської структури лінзовидно-смугаста, зумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих шліроподібних мезотіл. Останні сформовані мікроструктурами, такими як смугастість та сланцюватість декількох генерацій. Рудні тіла досліджуваного фрагменту УЩ підпорядковані структурному малюнку об'єкта на всіх рівнях його організації. Конфігурації проєкцій сланцюватостей та граней власне Априльської U-вмісної структури подібні, що свідчить про спільну тектонічну причину формування різнорангових структур. За кількістю виділених сланцюватостей, таких тектонічних імпульсів, що призвели до формування Априльського об'єкту було щонайменше чотири. Остаточне становлення цього об'єкту прив'язуємо до 4-го та 5-го етапів структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту в умовах амфіболітової-зеленосланцевої фацій метаморфізму. За даними геохронологічних досліджень, це ~ 2,0 та 1,7 млрд років тому.

Отже, Априльський U- (Th-?) вмісний об'єкт є високовпорядкованою

дислокаційною структурою, а його рудне навантаження тектоно-метаморфогенним.

3.4.3 Криворізько-Кременчуцька шовна зона. В межах Криворізько-Кременчуцької шовної зони (ККШЗ) УЩ проведено досить багато робіт як наукового так і прикладного характеру, результати яких представлені у великій кількості виробничих звітів та наукових праць [29, 47, 206, 248 та інших]. В цих роботах надано доволі концентроване узагальнення досягнень попередніх дослідників та систематизований опис геологічної будови досліджуваної території, її історії розвитку, також корисних копалин. Тому в даному підрозділі ми опираємося на ті досягнення попередників, які найбільш сприяли розкриттю теми даної роботи.

За [72, 177] щодо концентрації торію в межах Криворізько-Кременчуцької шовної зони найбільш ранніми могли бути груботеригенні породи виступів нижнього неоархейського фундаменту, зокрема, базального горизонту зеленоріченської світи.

Також відмічається помітна концентрація торію в протерозойських монацитвмісних кремне-калієвих метасоматитах і пегматитах у північній частині Інгулецько-Криворізької МШЗ і також невеликих масивах двопольовошпатових гранітів кіровоградського комплексу (монацит, ксенотим, циркон, апатит, сфен) у її західній частині і луго-залізистих метасоматитах Жовторіченського уранового родовища. Найбільш значна концентрація торію характерна для теригенно-хемогенних протолітів метаморфічних порід скелеватської світи, до якої приурочений ряд рудопроявів торію і Ніколо-Козельське торій-уранове метаморфічне родовище. Торієносними є мігматити районів сіл Новгородка, Михайлівна, Христофорівка [72, 177].

В межах ККШЗ відомі Жовторіченське, Первомайське, Кременчуцьке, Анновське, Червоноармійське, Ніколо-Козельське родовища урану [24, 65].

Як вище зазначалося, по всьому Криворізькому басейну розвинуті структури будинаж [220]. Такі утворення формуються при здвигових

деформаціях, а їм супутні структури кручення (ротації) [16, 188, 198, 274]. Г.В. Тохтуєвим зафіксовано безліч випадків формування рудних, і досить крупних, покладів в міжбудинних пережимах. В останніх, відбулося виніс кварцу та залучення рудних компонентів.

За М.П. Семененко зі співавторами [206] ККШЗ формувалася в декілька етапів тектонічних трансформацій.

В цілому ж будова ККШЗ представлена системою пакетів тектонічних пластин (зближених асиметричних синкліналей, ізокліналей) субвертикального падіння, субмеридіонального простягання, шарніри яких занурюються, переважно, на північ – північний схід як похило так і круто. Такий устрій зони своїм походженням зобов'язаний дислокаційним перетворенням даного фрагменту УЩ в здвигових умовах як мінімум в п'ять етапів (3,2, 3,0, 2,8, 2,0 та 1,7 млрд років тому [71]). (див. рис. 2.75, 76, 90).

3.4.3.1 Жовторіченська складчаста форма як високовпорядкована дислокаційна структура.

1. Жовторіченське родовище є каплеподібним в плані макротілом шириною до 2,0 км, довжиною до 9,0 км з субмеридіонально розміщеною видимою довгою віссю й крутим падінням шарніру на північ з ундуляцією до вертикального і крутого південного, також крутим падінням крил – до 87 – 90°. Максимальна глибина перетину родовища свердловинами досягає 2000 м [24]. В цілому за морфологією це тіло конформне обрисам ККШЗ. Жовторіченське каплеподібне макротіло й інші подібні за конфігурацією й елементами залягання лінзоподібні макротіла (Анновське, Кременчуцьке) які розміщені одне від одного на відстані в декілька км, є сегментами субмеридіонально розташованого ланцюжка таких тіл. Ланцюжок паралельний обмеженням ККШЗ.

Коротко охарактеризована макробудова й розміщення Жовторіченського каплеподібного макротіла та його оточення свідчить, що цей фрагмент кристалічного фундаменту є макроструктурою розлінзування та будинажу, формування якої можливе за неодноразових деформацій здвигу докембрійського

фундаменту у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових (рис. 2.90, 3.18).

2. Внутрішній структурний малюнок Жовторіченського каплеподібного макротіла лускувато-субконцентричний, що виражено відповідним просторовим розміщенням й морфологією геологічних тіл, що його складають (рис. 3.18). Тут виділяються клиноподібні, серповидні (в цілому близькі до субкільцевих) та плито-лінзоподібні тіла назагал субмеридіонального простягання та крутого падіння. Потужності таких тіл-складових варіюють в межах – від декількох метрів до 400 при довжині від десятків м до декількох км. Їх падіння на крилах Жовторіченської складки круте (до 80°). Як серед плитоподібних так і серпоподібних тіл є складені гранітоїдами, альбітитами, кварцитами, різноманітними сланцями. Всі ці тіла мезорівня згідно перемежуються між собою, мають однакові елементи залягання та є узгодженими з власне Жовторіченським макротілом.

3. Аномалії U-природи Жовторіченського макротіла зосереджені як в серпо-, клиноподібних так і плито-лінзоподібних тілах складу альбітитів, егіринітів, егірин-лужноамфіболових, залізисто-карбонатних, рибекіт-тремолітових та інших сланців. В межах західного крила Жовторіченської складки відомо до 10 рудних тіл, в межах східного – три, в кілеподібній частині – дев'ять рудних тіл [24].

Власне рудні поклади подібні за морфологією та елементами залягання до вмісних геологічних тіл. Тобто на крилах Жовторіченського макротіла це плито-, лінзо-, ланцюжкоподібні тіла, в південній частині складки – кілеподібні. Їх потужності від декількох до десятків метрів, протяжність від декілька сотень метрів до 1 км. На ділянках накладення плито- та кілеподібних тіл сформовано штоко- та стовбоподібні рудні тіла. Рудні стовпи за кутами занурення виділено такі: круто занурюються, аналогічно шарніру Жовторіченської складки та такі, що похило занурюються, майже горизонтально (пов'язані з відповідними вигинами вмісних пластів) [65]. Серед штокоподібних тіл виділено поздовжні, що похило занурюються та поперечні. Зазвичай вважається, що геологічні тіла з різними кутами занурення є результатом різних дислокаційних етапів [65].

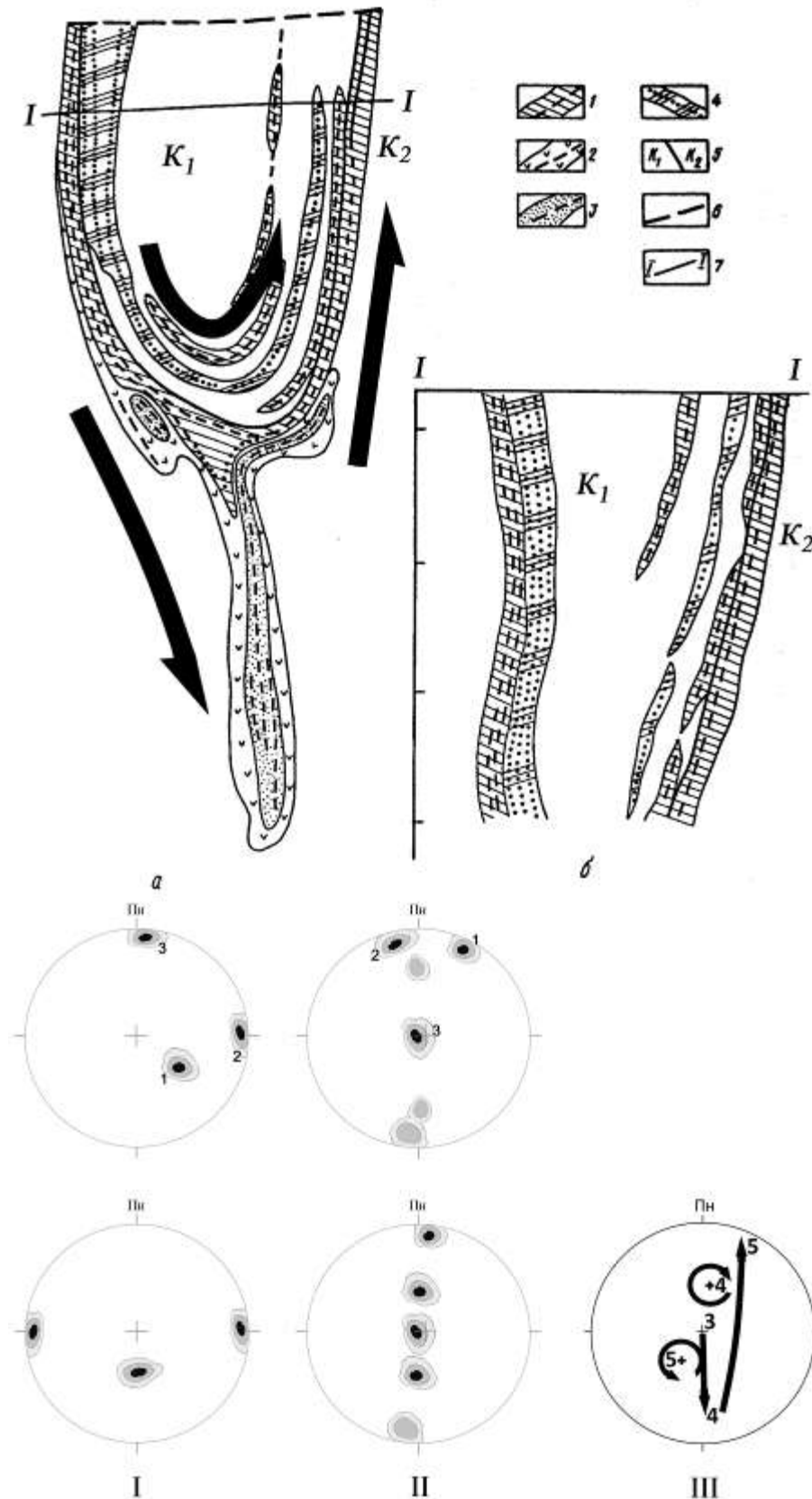


Рис. 3.18. Будова [24] та модель створення (на палеопротерозойський час) структурного малюнку Жовторіченського родовища. а – план, б – розріз. Внизу – схематизовані стереограми в проекції на нижню півсферу розміщення структурних елементів для вмісних геологічних тіл (верхній ряд) та рудовмісних тіл (нижній ряд) за [65, 206, 220]. І – полюси площинних структурних елементів, які є і проекціями прикладення сил стиснення; ІІ – проекції лінійних структур, які є і проекціями напрямків розтягу; ІІІ – міграція в часі/просторі лінійності і відповідно напрямків розтягу та супутні їм прояви ротації. 1–5 – генерації дислокаційних структур. Позначення до

карти й розрізу: Зони власне уранових руд в тілах складу: 1 – альбітитів, 2 – лужноамфіболових егіринітів, 3 – залізисто-карбонатного, 4 – карбонат-лужноакмітового і актиноліт-тремоліт-талькового, 5 – межа порід середньої (K₂) та верхньої (K₃) світ криворізької серії, 6 – розривні порушення, 7 – лінія розрізу

В межах рудних тіл виділяються субтіла з різною інтенсивністю зруденіння, які за будовою й просторовим положенням аналогічні власне рудним тілам.

4. Всі, як рудні так і нерудні геологічні тіла мезорівня Жовторіченського макротіла структурно-текстурно неоднорідні, що виражено як розлінзована смугастість та сланцюватість. Смугастість обумовлена як варіаціями мінерального складу, так і зміною розмірностей мінеральних зерен; потужності таких смуг коливаються від декількох міліметрів до декількох сантиметрів.

Сланцюватість обумовлена односистемними подовженістю та розміщенням як рудних так і не рудних мінералів, також їх лінзоподібних агрегатів. Смугастість і сланцюватість всіх як рудних так і нерудних мезотіл взаємоузгоджені, як між собою, так і морфологією геологічних тіл. Тобто, розміщення і форма виділень рудних мінералів підпорядковані структурним малюнкам мезо-мікрорівнів організації об'єкту.

Коротко окреслена взаємоузгоджена будова та розміщення геологічних тіл мезо- та мікрорівнів – вмісних, рудовмісних, рудних тіл та субтіл (в пунктах 2 – 4) є свідченням їх становлення під дією здвигових трансформацій, що провокують зміщення й ротацію товщ та перерозподіл рудної речовини з її перевідкладенням в обрамленнях тіл скручування і міжбудинних частинах плитоподібних тіл [188, 192, 198, 236].

5. Ступінь метаморфізму метаморфогенних утворень району визначена як епідот-амфіболітова [24]. Температури утворення U-вмісних альбітитів сягали 300-400° С, інтервал тиску – 50-200 МПа.

Так як мінеральні асоціації, за якими визначалися Р-Т умови, формують дислокаційні структури – сланцюватість, смугастість й інші, то встановлені значення тисків і температур є параметрами дислокаційних перетворень.

6. Вік рідкіснометалевих пегматоїдний утворень – 2,0 – 2,1 млрд років. Час становлення уранового зруденіння оцінюється в 1,8 млрд років тому [24].

Рудовмісні та рудні типи порід сформовані декількома генераціями (різновидами) породоутворювальних й акцесорних мінералів [24, 65].

Кількість генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів та їх

неоднорідна будова, декілька цифр віку та значень Р-Т засвідчують декількоетапність, імпульсність формування досліджуваного об'єкта. Так як гнейси, сланці та гранітоїди Жовторіченської структури мають ознаки синтектонічних утворень (див. вище) сформованих за високих Р-Т значень та є закономірною складовою структурного малюнку території, то кожен із вікових і мінеральних різновидів цих порід є результатом прояву одного із тектонічних імпульсів.

Таким чином, Жовторіченська структура це каплеподібне в плані макротіло, що є сегментом субмеридіонально розташованого ланцюжка подібних макротіл. Її внутрішня будова луската, зумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих й різновікових сублінійних та субкільцевих тіл-складових. Всі зазначені тіла-складові, в свою чергу, сформовані мезо- мікроструктурами, такими як смугастість та сланцюватість, які згодні між собою для всіх петрографічних різновидів геологічних тіл.

Отже, Жовторіченський об'єкт є високовпорядкованою дислокаційною структурою, формування якого можливе за декількоетапних трансформацій докембрійської основи в режимі здвигу/ротації у Р-Т умовах метаморфогенних перетворень. Завдяки багатоетапності та різнонаправленості деформаційних процесів первинні морфологія та наповнення досліджуваної частини УЩ є знищеними. Сучасний структурний малюнок Жовторіченської структури, від макро- до мікрорівня організації, підпорядкований субмеридіональному структурному плану. Каркас останнього створено геологічними тілами віком ~ 2,0 та 1,7 млрд років; при цьому, рудні тіла, що круто занурюються (аналогічно шарніру Жовторіченської складки) відповідають дислокаційним структурам генерації-3 (~ 2,8 млрд років), такі, що похило занурюються – дислокаційним утворенням генерацій -4 та -5 (~ 2,0 та 1,8 млрд років). Тому остаточне оформлення Жовторіченської структури прив'язуємо до зазначених часових міток. За нашими даними, це 4-й та 5-й етапи структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту.

Відомі дані про структурно-речовинну організацію U-вмісних структур

ККШЗ, таких як, Первомайська, Червоношахтарська (рис. Б.3.19), Ніколо-Козельська свідчать, що вони формувалися подібно до Жовторіченського об'єкту, тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень докембрійської основи. Тому, фактично, є приздвиговими ролами, а їх рудне наповнення – тектоно-метаморфогенним.

Узагальнення та пошукові перспективи Інгульської дислокаційної системи. Як показано в Розділі 2 та в [152], Інгульська дислокаційна система формувалася в декілька етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту, остаточно оформилася на нижньопротерозойський час, адже в сучасному структурному малюнку УЩ виражена геологічними тілами нижньопротерозойського віку. Новоукраїнський й інші масиви, як складові Інгульської дислокаційної системи, є гібридними, ієрархічними, високовпорядкованими дислокаційними структурами, які формувалися в декілька тектонічних імпульсів, шляхом структурних й речовинних перетворень первинного субстрату.

Рудні мінерали, агрегати та тіла беруть участь у формуванні структурного малюнку на відповідних рівнях організації, тобто і вони (рудні об'єкти) пройшли ту ж історію формування – сформовані завдяки тому ж багатоактному тектонічному процесу (здвигу/ротації), що і породоутворювальні мінерали, агрегати та тіла вмісних. Тому рудні геологічні тіла (відомі й прогнозовані), як такі що структурно й речовинно (рис. 2.75, 3.20) еволюціонували синхронно з нерудними тілами Інгульської дислокаційної суттєво здвигової системи займають в ній певні, в геолого-кінематичному відношенні, комірки. Такими є сегменти системи, де на час її становлення панували умови відносно понижених деформаційних тисків — тині тиску. Отже, на рис. 3.21 нами окреслені одинарною штриховкою вже відомі рудні поля, перехресною — прогнозовані. Окреслені на рис. 3.20 площі доповнюючи одна одну створюють характерні для приздвигових новоутворень форми та займають чіткі структурні позиції в палеопротерозойському структурному плані центральної частини УЩ:

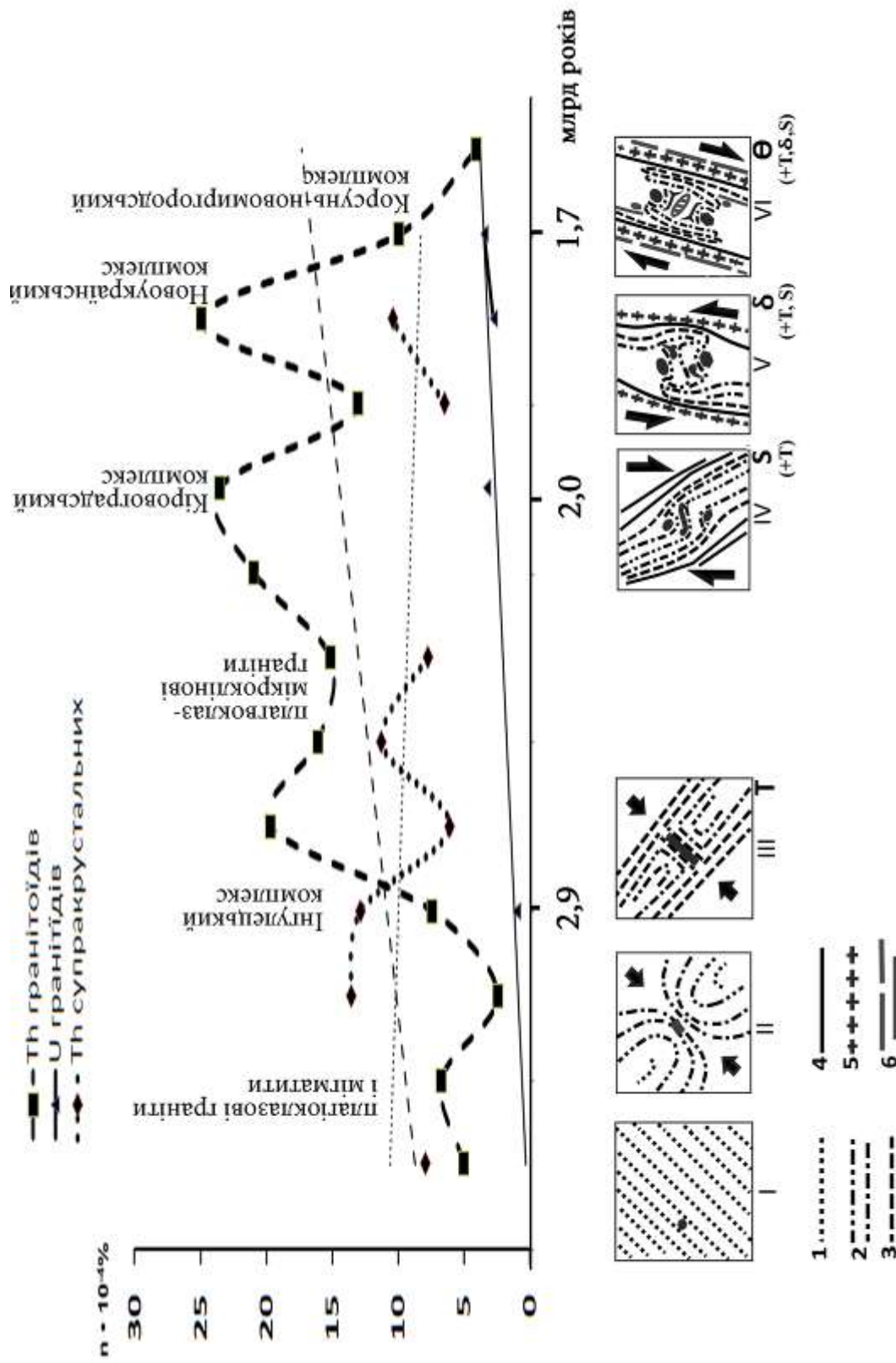


Рис. 3.20. Зміна вмісту U, Th в гранітоїдах та супракрусталъних утвореннях Інгупецького мегаблоку (за даними [72, 177]) в залежності від їх віку та, відповідно, етапу структурно-речовинних перетворень. Останні та становлення при цьому рудоперспективних структур показані в нижньому ряді. 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. Над графіками – назви генерацій гранітоїдів. Прямі лінії – тренди вмісту

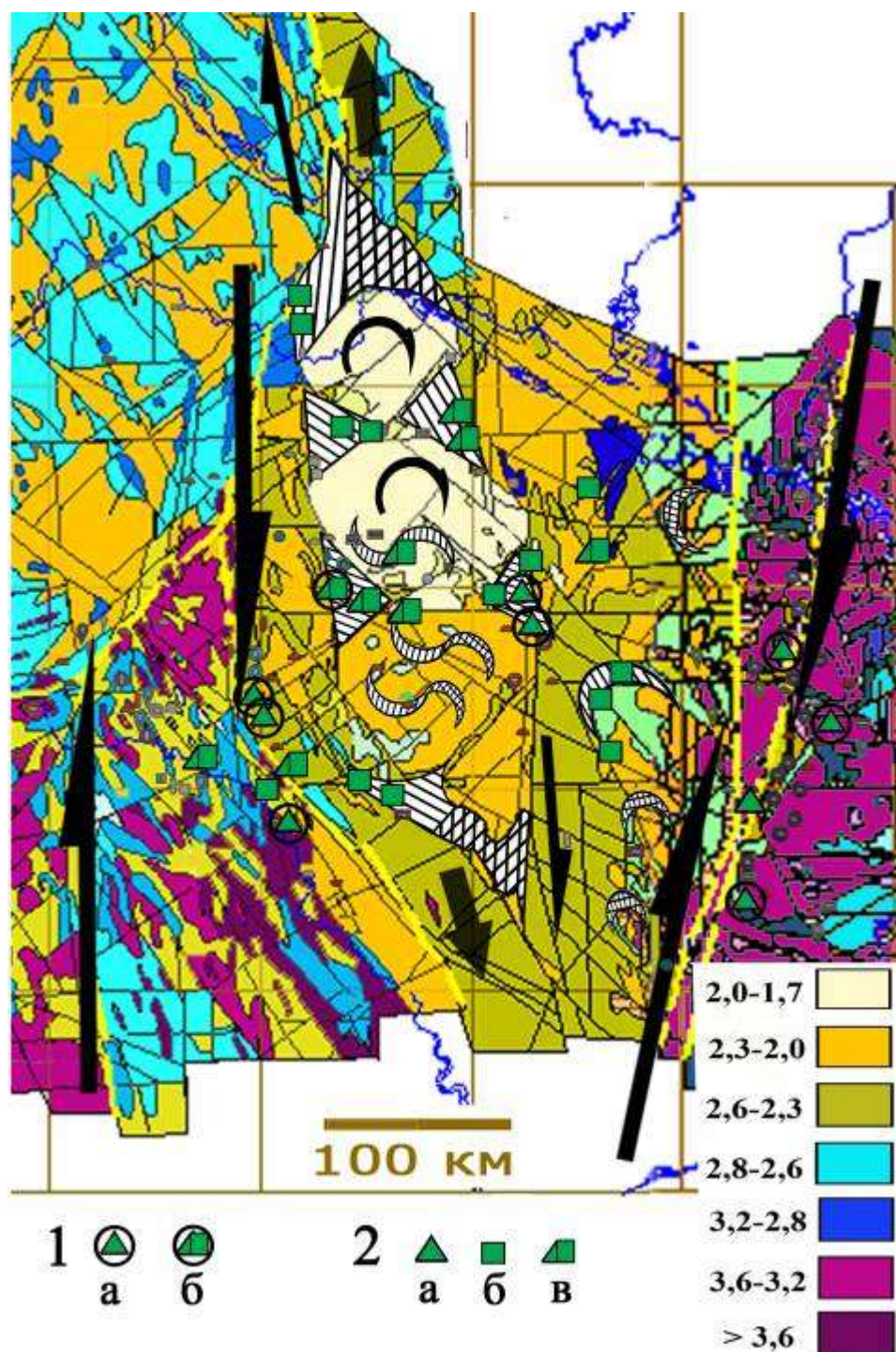


Рис. 3.21. Структурно-вікова модель становлення рудоперспективних структур макrorівня Інгульської дислокаційної системи – відомих (одинарна штриховка) та прогнозованих (перехресна штриховка). На основі карти з [96] та доповненнями автора і залученням даних [28, 29, 89]. Прямі односторонні стрілки – видимі напрямки зміщення (в сучасних координатах) при дії сил здвигу-стиснення, прямі двосторонні – здвигу-розтягу, округлі – здвигу/прокручування на час становлення (палеопротерозой) докембрійського структурного малюнку. 1 – родовища урану (а), торій-уранові (б); 2 рудопрояви урану (а), рідкісноземельні торійвмісні (б), рідкісноземельні уран-торієві (в). Позначення інших корисних копалин за [120]. Внизу праворуч – вікова шкала в млрд роках

а) міжбудинний простір, де будинаж-тілами є дві субкільцеві складові Корсунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнський масив та Бобринецько-Кіровоградський, також менш масштабні подібні утворення в межах шовних зон (Т-структури); б) приторцеві частини відзначених будин; в) S-подібні субтіла внутрішніх частин зазначених мегабудин й будин, які окреслені за геофізичними полями та морфологією й просторовим розміщенням тіл-складових масивів; г) серпоподібні тіла та S-, δ -подібні (геологічні тіла палеопротерозойського структурного плану) Голованівської й Криворізько-Кременчуцької шовних зон та Західно-Інгулецької підзони.

Коротко означені форми рудоперспективних тіл, за [58, 136, 188, 192, 198], створюються при перерозподілі породоутворювальних й рудних елементів за умов нерівномірного розподілу деформаційних тисків. Тискневі перепади є похідними здвигових трансформацій. Зокрема, рудоперспективні об'єкти (площі) групи -а створюються шляхом заповнення простору при розтягу/роз'єднанні тіл, що супроводжує деформації здвигу; об'єкти групи –б виникають на ділянках захищених від деформацій здвигу/стиснення; об'єкти групи –в є внутрішньобудинними складками волочіння, за [192], за [198] – структурами вихревидного скручування товщ лійкоподібних форм, які утворюються між здвиговими площинами (на більш детальних картах, дані структури ∞ - подібних форм, як свідчення неодноразових змін здвигових напрямків); об'єкти групи –г відповідають приздвиговим „завертышам”, або ролам.

Так як становлення U-Th-рудних покладів й інших відбувалося в тих же тектонічних та Р-Т умовах, що і вмисних, то їх генезис є тектоно-метаморфічним. Тобто рудна речовина вилучалась з порід кристалічної основи, перетворювалась (разом з нерудними компонентами), переміщувалась, та набувала нових речовинних і просторових форм, пристосовуючись до відповідних Р-Т й кінематичних умов, провокованих тектонічними імпульсами, яких відомо не менше десяти. Перші п'ять з них реалізувались у в'язко-пластичних умовах (до 1,8 млрд років тому), інші в пружно-крихких. Тому досліджувані рудні поклади займають закономірні структурні позиції в протерозойському структурному плані

досліджуваної частини УЩ – приздвигові тині тиску. Зазначене вважаємо провідним пошуковим критерієм.

3.5 Середньопридніпровський мегаблок

Концентрація торію в мегаблоці відбувалася в різні епохи його розвитку в таких процесах [72, 177, 256]. У палео- і мезоархейських метаморфічних ортопородах, карбонатних і залізисто-кременистих породах вміст торію не перевищує кларкового. Незначний ріст вмісту торію відзначений у груботеригенних породах базальних горизонтів михайлівської світи білозерської серії. Кларковий вміст характерен для слабо торієносних плагіогранітів дніпропетровського і чарнокітоїдів славгородського комплексів. Аномальний вищекларковий вміст торію в них приурочений до ділянок тектонізації і метасоматозу зон розломів. Такий вміст зосереджений, головним чином, у торієносних двопольовошпатових алохтонних гранітах Мокромосковського і Токівського масивів, проникнення яких знаменувало неоархейську рудопідготовчу епоху. Торій накопичувався в монациті, апатиті, цирконі, сфені, ториті, бастнезиті, рабдофаніті [72, 177].

Концентрація торію в фанерозої зосереджена в різноманітних гідротермальних метасоматитах; процеси глибинної флюїдизації для Придніпровського мегаблоку не характерні у зв'язку з незначним рівнем ерозійного зрізу цього мегаблоку.

3.5.1 Чортомлицька зеленокам'яна структура. В східній частині Чортомлицької зеленокам'яної структури (ЗС) міститься торій-рідкісноземельна мінералізація [72, 177].

Чортомлицька ЗС, за прийнятим нами в Розділі 2 структурним районуванням мегаблоку, знаходиться на межі його західної підзони субкільцевих тіл та осьової лінійної підзони. В Розділі 2 та в [144] автором роботи

обґрунтовано, що становлення структурного малюнку середньопридніпровської частини УЩ відбувалося, що найменше, в шість етапів структурно-речовинних трансформацій кристалічного фундаменті в суттєво здвигових умовах при зміні напрямків тектонічних напруг і Р-Т умов прояву (від гранулітової до зеленосланцевої фації метаморфізму) (рис. 2.90, 92). Остаточний структурний малюнок Середньопридніпровського мегаблоку з усталенням підзон-складових був сформований в палеопротерозої. При цьому, підзони субкільцевих тіл, складовою яких є Чортомлицька ЗС, утворювались за умов синздвигової ротації у супроводі мінеральних трансформацій, осьова лінійна підзона – за умов синздвигового розтягу.

Отже, становлення Чортомлицького макротіла також відбувалося в зазначених динамічних умовах – в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій кристалічної основи, а на кінцевих етапах його формування було підпорядковане тектонічним напругам ротації та розтягу в субмеридіональному напрямку. Тому воно займає С- (S-) структурну позицію в ранжованому тектонічному плані придніпровської частини УЩ (рис. 3.22, 23) і має конфігурацію закрученого й розтягнутого чотирикутника. Східний фланг тіла безпосередньо межує з осьовою лінійною підзоною мегаблоку, що ідентифікована як утворена за режиму транстенсії, де власне і знаходиться торій-рідкісноземельна мінералізація.

Морфологія Чортомлицького макротіла конформна вмісним геологічним тілам – Саксаганському куполу, Каменуватському і Токівському масивам гранітоїдів й іншим. Складові-тіла мезорівня (пачки, смугастість), в тому числі й рудовмісні, згідні як самому Чортомлицькому макротілу, так і конформні таким атрибутам вмісних геологічних тіл. Останні мають вік 3200-3160 млн років, метаморфізовані в умовах фацій від зеленосланцевої до епідот-амфіболітової при температурі не нижче 550-500°C [72, 177].

Для золотовмісних залізистих кварцитів, що безпосередньо містять торій-рідкісноземельну мінералізацію зафіксовано [72, 177] такі Р-Т параметри формування: 380-320°C, 280-200°C, 260-180°C та 81-86 МПа.

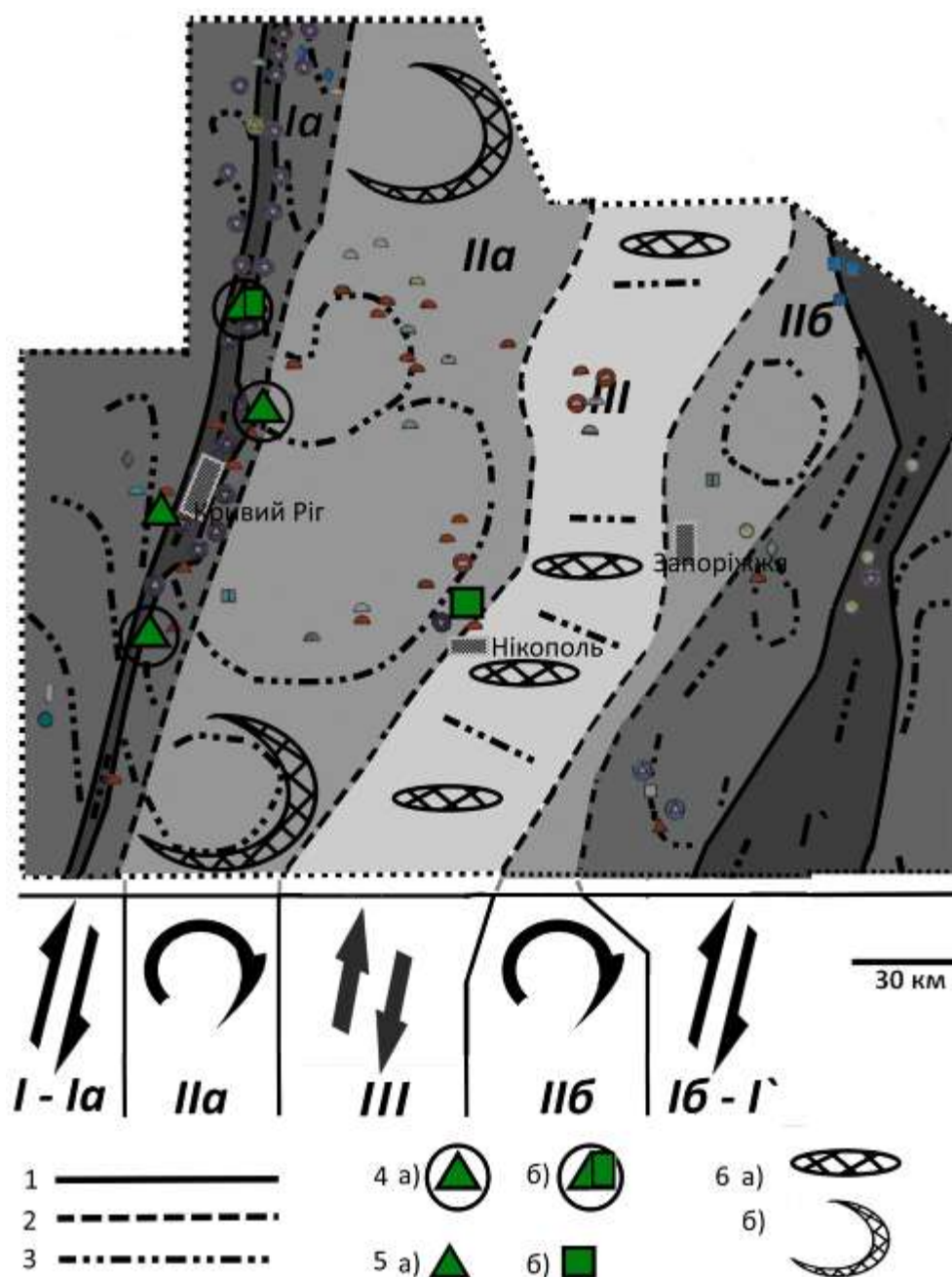


Рис. 3.22. Модель створення рудоперспективних структур макрорівня на палеопротерозойський час середньопридніпровської частини УЩ. Моделі древніших етапів відповідають дислокаційним утворенням етапів I – IV на рис. 2.90. Відтінками відображено відносні ступіні структурно-речовинних перетворень субстрату: темно-сірі – найбільші, світло-сірі – найменші. 1 – межі епіцентрів лінеаризації; 2 – межі підзон-складових дислокаційної системи; 3 – генералізовані лінії простягання геологічних тіл; 4 – родовища урану (а), комплексні рідкісноземельно-уран-торієві (б); 5 – рудопрояви урану (а), рідкісноземельно-торієве Чортомлицьке (б); 6 – принципові структурні комірки прогнозованих рудоперспективних площ в позиціях: а – Т-структур, б – S-структур. Умовні позначення інших корисних копалин за [120]. Під рисунком – реставровані напрямки зміщення (в сучасних координатах) на нижньопротерозойський час. Прямі односторонні стрілки – при дії сил здвигу-стиснення, двосторонні – здвигу/розтягу, округлі – здвигу/прокручування

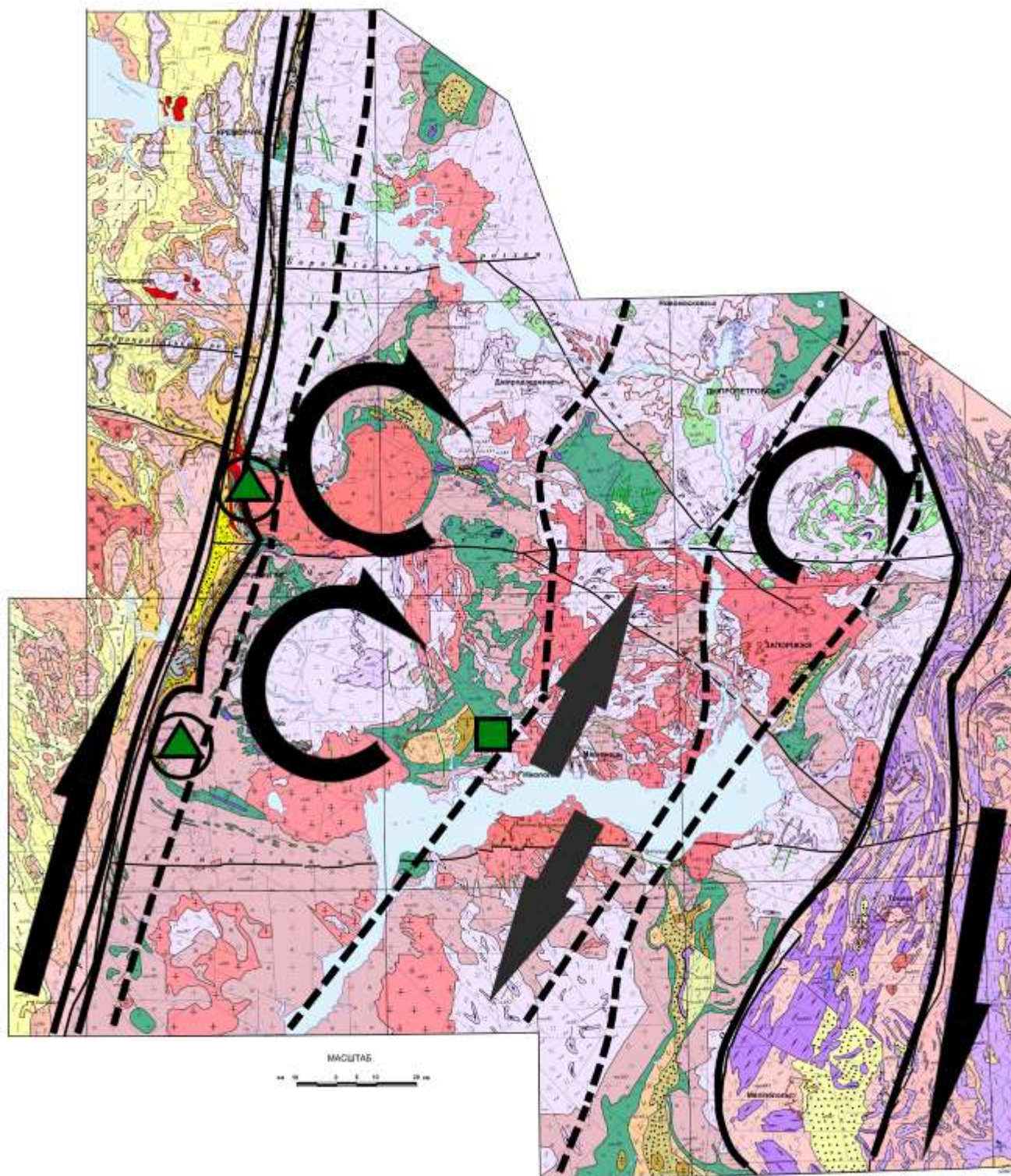


Рис. 3.23. Модель створення структурного малюнку макрорівня в палеопротерозої середньопридніпровської частини УЩ (на основі Геолого-формаційної карти [90]) та місце в ньому Чортомлицької структури. Зелений квадратик місцезнаходження торій-рідкісноземельновмісної мінералізації. Моделі древніших етапів відповідають дислокаційним утворенням етапів I – IV на рис. 2.90. Інші умовні позначки див. вище

Монацити торій-рідкісноземельновмісних тіл – округлих та S форм, несуть ознаки перевідкладення, вони зональні, трьохфазні. Зовнішні зони відрізняються від внутрішніх ядер стійко підвищеною кількістю торію і урану [72, 177]. Відрізняються ці зони також і спектром рідкісних земель. Склад монацитів у цілому залежний від вміщуючих мінералів [72, 177].

Нами винесені на графік дані, за [72, 177], про вмісти U, Th об'єктів Середньопридніпровського мегаблоку УЩ. З графіку видно, що вміст зазначених компонентів на фоні зменшення вмісту Th в супракрystalних утвореннях, в гранітоїдах (від найдревніших із них до наймолодших) закономірно зростає (рис. 3.24). Опираючись на дані Розділу 2, такі зміни вмісту U, Th є результатом багатоетапних тектонічних перетворень досліджуваної частини УЩ.

Узагальнення. Приведені факти про петро-структурну організацію Чортомлицького макротіла свідчать, що всі його структурно-речовинні атрибути, від макро- до мікрорівня, взаємопов'язані й взаємоузгоджені (високовпорядковані). Зазначене є результатом структурно-речовинної еволюції середньопридніпровської частини УЩ за суттєво здвигових трансформацій в Р-Т умовах від гранулітової фації до зеленосланцевої. Звідси, Чортомлицьке макротіло є високовпорядкованою дислокаційною структурою, становлення її рудних й нерудних тіл-складових відбувалося синхронно (взаємозалежно) в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій докембрійського фундаменту. Отже, U-, Th-вмісні тіла є тектоно-метаморфічними утвореннями. Тому, рудні об'єкти Середньопридніпровського мегаблоку УЩ (зокрема U, Th вмісні) займають T-, S-структурні позиції в його ранжованому тектонічному малюнку, становлення якого відбулося в палеопротерозої.

Щодо уран-торійвмісних об'єктів Оріхово-Павлоградської шовної зони вважаємо, що вони як і вся шовна зона є результатом декількоетапних суттєво здвигових трансформацій докембрійської основи. Тобто, формувалися, зокрема Північно-Терсянська складчаста форма, завдяки приздвиговій ротації докембрійських утворень і є тектоно-метаморфогенного походження.

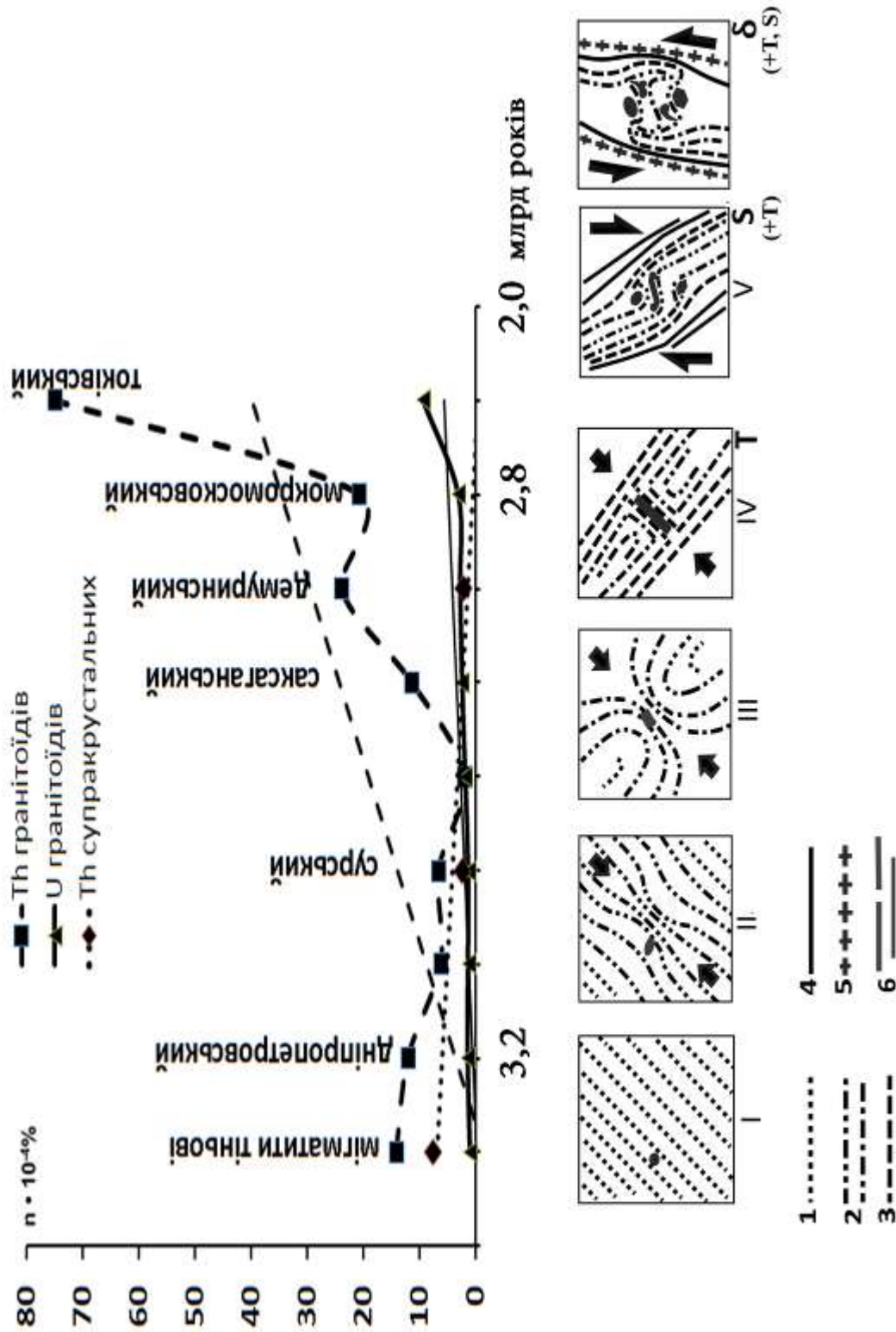


Рис. 3.24. Зміна вмісту U, Th в гранітоїдах та супракратальних утвореннях Середньодніпровського мегаблоку (за даними [72, 177]) в залежності від їх віку та, відповідно, етапу структурно-речовинних перетворень. Останні та становлення при цьому рудоперспективних структур показані в нижньому ряді. 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. Над графіками – назви генерацій гранітоїдів. Прямі лінії – тренди вмісту

3.6 Приазовський мегаблок

За [72, 177] палеоархейські метаморфіти західно-приазовської серії, в обсязі якої переважають глибокометаморфізовані ортопороди, а також утворені по ним плагіогранітоїди ремівського комплексу, відносяться до слабо торієносних, у яких торій не утворює самостійних мінералів і входить у вигляді незначної домішки до темноколірних породоутворюючих мінералів.

Першим етапом концентрації торію, імовірно, було накопичення його в теригенно-хемогенних породах базальних горизонтів трогових структур (Новогорівської, Косивцевської, Терноватської, Сорокінської, Куйбишевської, Федорівської). В цих породах торій з'являється в акцесорних мінералах: ортиті, ільменіті, апатиті. Деяке зростання концентрації торію встановлюється в ультраметаморфічних породах шевченківського комплексу та метаморфітах осипенківської серії.

У палеопротерозойську епоху концентрація торію спостерігається в базальних горизонтах гуляйпільської світи, у ортитиносних двопольовошпатових гранітоїдах Салтичанського масиву; лужних та ультраосновних породах чернігівського торієносного комплексу. Торій в цих породах присутній в монациті, цирконі, ортиті, апатиті. Цей етап концентрації торію можна розглядати як рудопідготовчий.

Основною епохою торієнакопичення Приазовського мегаблоку була мезопротерозойська, у яку формувалися інтенсивно торієносні рудовмісні лужні породи південно-кальчицького, кам'яногогильського та октябрського комплексів. До цих рудовмісних порід приурочені Азовське, Мазурівське і Петрово-Гнутівське родовища торій-рідкісноземельних і торій-рідкіснометалевих руд. Торій входить у вигляді ізоморфної домішки в акцесорні мінерали: циркон, апатит, ксенотим, рудні мінерали бастнезит, бритоїт, монацит [72, 177].

У палеозойський, девонський, етап накопичення торію відбувалося в кластогенних акцесорних мінералах і у цементі у вигляді сорбції гідроокислами заліза та марганцю в Миколаївському родовищі.

У девонський час концентрації торію відзначені в лужних торієносних породах Покрово-Кирейівського масиву [72, 177].

Нижче систематизовані дані щодо структурно-речовинної організації REE-U-Th-вмісних структур Дібровської та Первомайської (рис. 3.25) відповідно до принципу ієрархічності геоструктур.

3.6.1 Дібровська REE-U-Th-вмісна структура. Дібровська структура розміщена в північно-західній частині Приазовського мегаблока УЩ (рис. 3.25) та інтерпретується [178] як брахіскладка, що витягнута з півночі на південь майже на 4 км за ширини 2 км. Брахіскладка (синклінальна структура, за [96]) виповнена товщею порід дібровської світи палеопротерозою. Породи світи метаморфізовані переважно умовах амфіболітової фації метаморфізму [96]. В північній частині брахіскладки міститься комплексне REE-U-Th зруденіння (Дібровське родовище) [178] у вигляді субпаралельних лінзовидних тіл середньою потужністю 5 м, які по простяганню простежені до 1700 м, по падінню – до 700.

За даними [178] Дібровське родовище комплексних уран-торієво-рідкісноземельних руд є полістадійно-полігенним і належить до типу регенерованих. Первинне зруденіння – типу «давніх ураноносних конгломератів» (родовища Вітватерсланд, Блайнд-Рівер та ін.), а апоконгломератові вторинні кварцити утворилися внаслідок денудації мезоархейських гранітоїдів, перенесення рудоносних прибережно-морських осадових порід, їх діагенезу та метаморфізму в амфіболітовій фації. Головною рудоконтролюючою структурою, за [178], Дібровського родовища є Девладівська глибинна мантийно-корова зона розломів, у межах якої в результаті багатоактної активізації і пульсаційного надходження флюїдів у вторинні кварцити родовища давні поклади трансформувалися без суттєвої зміни їх седиментаційно-пошарової морфології.

Петрологічний контроль комплексного зруденіння чітко виражений у локалізації рудної мінералізації в трьох пластових зонах проникних, тріщинуватих і катаклазованих силіманітових, мусковіт- і фуксит-силіманітових

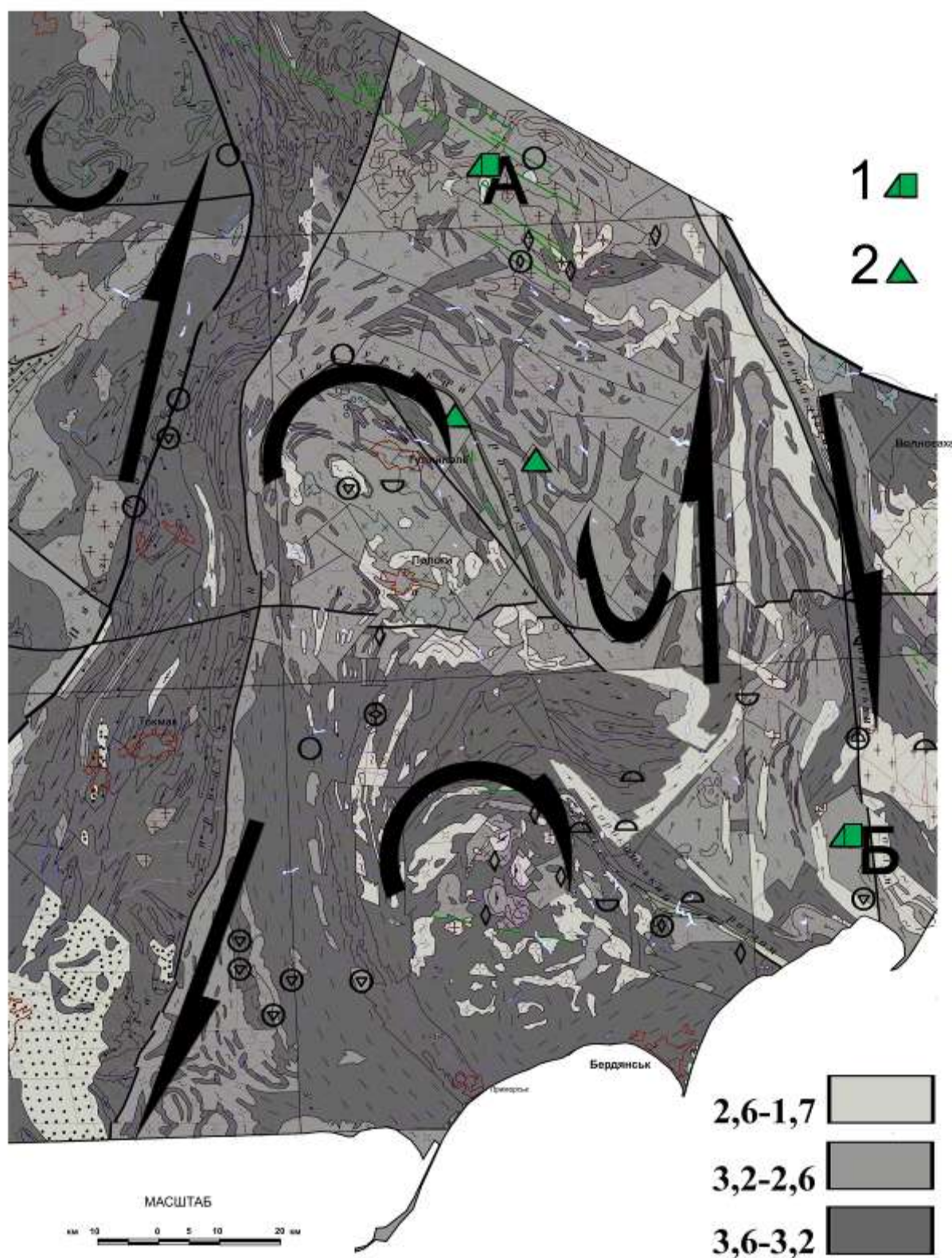


Рис. 3.25. Оглядова карта розміщення корисних копалин Приазовського мегаблока УЩ: 1 – родовища рідкісноземельні U-Th, де А – Дібровське, Б – Первомайське; 2 – рудопрояви U; позначки інших корисних копалин див. [120]. На основі [90] з залученням даних [60, 65, 178] із доповненнями автора. Внизу праворуч – вікова шкала в млрд роках. Стрілки – напрямки зміщень на палеопротерозойський час в сучасних координатах

кварцитів. Регенерація зруденіння Дібровського родовища пов'язана з етапами активізації Девладівської глибинної зони розломів, які розтягнулися в часі (починаючи з неоархею) і зафіксовані складними поліхронними тектонітами та багатостадійною рудною і супутньою мінералізацією [178]. Девладівська зона розломів, за [40], сформувалася на суботсько-мошоринському деформаційному етапі УЩ, що розпочався з право- і лівоздвигових переміщень, продовжився підкидо-здвиговими (в межах даної зони) й завершився скидами, які відбулися, скоріш за все, в пізньому протерозої або фанерозої.

За [52], в результаті магматичної диференціації апліт-пегматоїдних гранітів відбувається накопичення РЗЕ, урану і торію в остаточних розплавах, збагачених кремнеземом, лугами й леткими, із яких формуються жильні тіла турмалінвмісних аплітів та пегматитів. Основна маса зазначених елементів концентрована в акцесорних мінералах – цирконі й монациті. На постмагматичному етапі за різкого падіння тиску в умовах відкритої тріщинної тектоніки відбувається пониження температури і різке збільшення кислотності остаточних розчинів. Під дією цих розчинів здійснюється кислотне вилуговування пегматитів та аплітів та формування по ним рудоносних вторинних кварцитів. Родовище приурочене до екзоконтактової частини слабоекродованого гранітного масиву, що має штокоподібну форму з крутими контактами і овальним поперечним зрізом. Рудні тіла розміщені в північній частині масиву і приурочені до кільцевих розломів, що їх контролюють, які утворилися в процесі остигання гранітної магми [52].

Нами проведені додаткові дослідження з метою встановлення геолого-структурних закономірностей будови рудних об'єктів Приазов'я та їх тектонічних позицій у зв'язку з вирішенням задач металогенічного прогнозу.

В розділі 2 та більш ранніх роботах нами було встановлено [147, 156], що досліджуваний фрагмент УЩ (Приазовський мегаблок та суміжні шовні зони) формувався щонайменше за вісім етапів тектоно-метаморфічних трансформацій докембрійського субстрату. Вони відбувались у здвигових умовах при зміні напрямків тектонічних напружень. Такі трансформації, на перші п'ять етапів

реалізувались в Р-Т умовах від гранулітової фації метаморфізму до зеленосланцевої, пізніші – в холодних умовах. Завдяки таким тектоно-метаморфогенним перетворенням, на палеопротерозойський час, створено Приазовську дислокаційну систему, яка сформована з більш високорангових субкільцевих і лінійних тіл.

Опираючись на факти, зібрані нами, та досягнення попередників, ми інтерпретуємо становлення рудовмісних структур східної частини УЩ, зокрема Дібровської, як таке, що відбувалося синхронно, з тілами, що їх вміщують (складовими Приазовської дислокаційної системи), тобто також здійснювалося у декілька етапів дислокаційних (структурних та речовинних) перетворень докембрійської основи. Провідними механізмами були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у здвигових умовах (рис. 3.26).

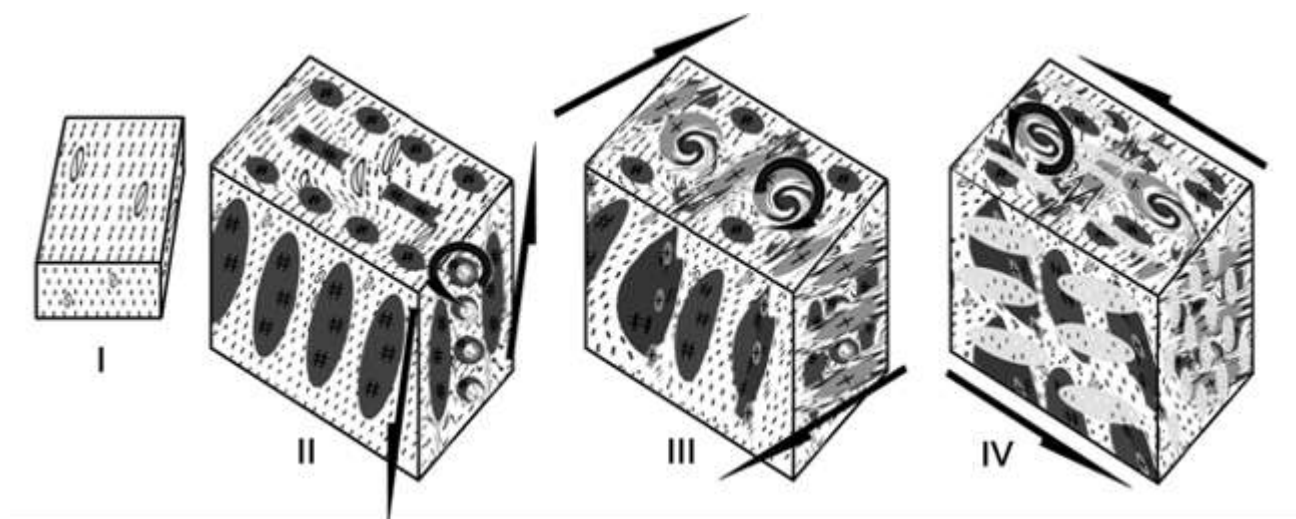


Рис. 3.26. Принципова схема формування Дібровської структури (й інших подібних) та комплексів обрамлення з елементами геодинаміки на головні чотири етапи формування структурного каркасу досліджуваної частини УЩ. II – на час 2,8 млрд. років (цифри віку за даними попередників), III – 2,0, IV – 1,9 млрд років тому. Геологічні тіла зображено позамасштабно, узагальнено, як породні новоутворення, що сформовані при трансформаціях здвигу на етап: II – темно-сірі, III – сірі, IV – світло-сірі. Окрім зображених продуктів деформацій, відомо ще до 6-ти більш пізніх їх генерацій. Заради неускладнення сприйняття, їх не відображаємо. Стрілки – реставровані напрямки зміщення. Розміщення крапу, геологічних тіл, напрямків зміщень реставровані згідно просторовій орієнтації спостережених нами дислокаційних структур

Зазначене підтверджують нові факти, зібрані нами, та дані попередників, а саме приведені нижче, в пунктах 1 – 8.

1. Просторове розміщення Дібровської структури – в частині Приазовського мегаблоку, де переважають дугоподібні (овалоїдні) форми геологічних тіл. В плані дана структура – будино-ланцюжкоподібна, сформована з двох подібних за будовою субкільцевих тіл (рис. 3.26 – 28), в цілому субвертикального падіння. Внутрішня її будова – лускувато-концентрична [52, 91, 178].



Рис. 3.27. Дібровська структура (окреслена рамочкою) та її обрамлення в магнітному полі. Фрагмент листа М-37-XXXI (Тернівка) аеромагнітного знімання, за даними КП «Кіровгеологія»

2. Субзгідне, з однаковими елементами залягання як нерудних так і рудних геологічних тіл, а також вмісних. Морфологія їх пласто-лінзоподібна. Відсутні зональність рудних тіл, що характерно для гідротермального процесу та навколорудні зміни; відсутня уранова мінералізація за межами складки та в залізорудних кварцитах [52, 91, 178].

3. Внутрішньо геологічні тіла неоднорідні – смугасті, сланцюваті, з

мінералами та їх агрегатами лінзо-, σ -, s- подібних форм тощо (рис. 3.29). На мікрорівні виділяється декілька генерацій сланцюватостей.

В цілому ж структурний малюнок об'єкту, на всіх рівнях організації, підпорядкований одному провідному структурному плану.



Рис. 3.28. Подвійно-субкільцева морфологія Дібровської структури, за даними [91] та модель її становлення

4. Для геологічних тіл Дібровської структури відомо декілька цифр віку – 3,3-3,2 (апліт-пегматоїдні двопольовошпатові граніти, апліти), 2,9-2,8 (монацит і циркон із вторинних кварцитів) і 1,9 (зростки настурану і бранериту) млрд років [52], та 830 і 550 млн років (уранової мінералізації) [178], тобто вони містять декілька генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів. Для геологічних тіл інших макроструктур досліджуваної дислокаційної системи, також відомі подібні цифри ізотопного віку [3, 34, 44, 181].

Інтерпретація зазначеного в пунктах 1-4, наступна: Асоціація субкільцевих тіл докембрію (Дібровська, Гуляйпільська, Салтичанська й інші більш дрібні) та лінійних (Мангуська структура, ОПШЗ, Корсацька) формується в полях напруг

деформацій здвигу та розтягу/ротації в декілька тектонічних імпульсів.

На мікро- і мезорівнях становлення структур (описані [156], як структури етапів 0-5) здійснюється аналогічно утворенням макrorівня – шляхом видовження/скорочення й зміщення всіх складових дислокаційної системи та прокручування окремих тіл, що її формують. Тобто, це вторинна стратифікація (структурна та речовинна перебудова), лінеаризація граніто-метаморфічного середовища, яка зумовлена перешаруванням дуже сплюснених, витягнутих та зміщених усіх без винятку за складом геологічних тіл. На мікрорівні (пункт 3), вона реалізується завдяки синдеформаційній (компенсаційній) перекристалізації (дифузійний перерозподіл речовини) в напрямку відносно понижених деформаційних тисків.

Кількість цифр віку (пункт 4) засвідчує декількоетапність, імпульсність формування досліджуваного об'єкту; адже певний різновид акцесорного мінералу є кінцевим продуктом відповідного мінералотворчого процесу (результатом особливостей хімізму, симетрії геологічного об'єму, насиченості компонентами росту, Р-Т умов геологічного середовища, тощо) на певний момент. Отже, кожен із вікових різновидів порід є результатом прояву одного із тектонічних імпульсів.

Подібність цифр віку для лінійних і дугоподібних складових Приазовської дислокаційної системи [2, 33, 34] підтверджує, що здвиговими перетвореннями в декілька імпульсів був задіяний увесь об'єм геологічного середовища, що розглядається. Тобто і дугоподібні, і лінійні тіла системи, яка вивчається, у кожному із часових міток: 3,2, 2,8 і 1,9 млрд років тому, формувалися в одному і тому ж полі напруг.

5. Форма виділень рудних мінералів – вкраплення і їх скупчення та дрібні субузгоджені мікропрожилки [178]. Вони приурочені до мікроструктур декількох реологічних типів: а) структур розсланцювання у супроводі розвальцювання; б) кліважу; та в), за [178], зонк дроблення. У першому випадку агрегати рудних мінералів та зерна акцесорних містяться в межах ділянок відзначених мікроструктур, що у геолого-кінематичному відношенні є тіннями тиску (рис. 3.29). У другому випадку, агрегати рудних приурочені до кліважних площин та

разом з останніми відтворюють малюнок ешелонованих сколів. Тобто, розміщення і форма виділень рудних мінералів підпорядковані структурному малюнку даного рівня організації об'єкту.

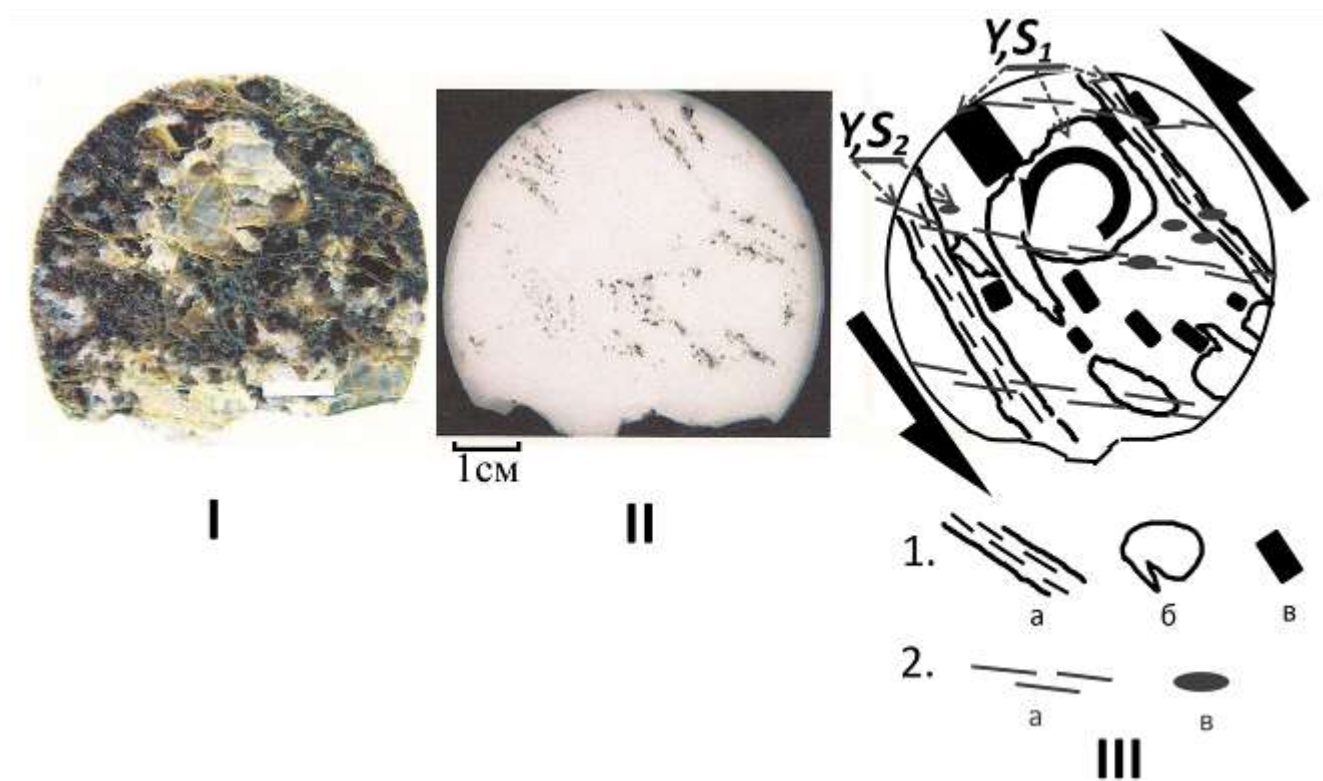


Рис. 3.29. Гібридна будова мікрорівня рудного кварциту Дібровської структури з торій-урановою вкрапленою мінералізацією. I – фото зразка. II – радіографія, за [178]. III – узагальнююча зарисовка: 1 – дислокаційний малюнок сформований структурами генерації-1 (Y, S_1), де а – лінійні складові малюнку (власне сланцюватість, Y), б – складова малюнку сформована σ - і лінзоподібними зернами та їх агрегатами, в – ділянки максимального скупчення рудних мінералів даної генерації, які містяться в тінях тиску; 2 – дислокаційний малюнок сформований структурами генерації-2 (Y, S_2), де а – кліваж, в – ділянки максимального скупчення рудних мінералів даної генерації. Стрілки – напрямки зміщення на час формування структур генерації-1.

Св.72, гл.355 м.

6. Встановлено полістадійний і регенераційний характер мінеральних асоціацій від високо- до низькотемпературних з багатофазним заміщенням одних рудних парагенезисів іншими. Зруденіння є поліхронним регеноерованого типу – зобов'язане своїм походженням мобілізації і перевідкладенню рудних компонентів [178].

При узагальненні пунктів 5, 6 слідує таке. Рудовмісними є лейкократові різновиди порід – кінцеві члени процесів тектоно-метаморфічних трансформацій. Рудні мінерали займають в них певні структурні позиції, беруть участь у формуванні структурного малюнку на породному рівні; отже і вони (рудні) пройшли ту ж історію формування – сформовані завдяки тому ж багатоактному тектонічному процесу (здвигу/ротації), що і пороодоутворювальні мінерали. Отже, «полістадійний і регенераційний характер» є результатом відзначених тектонічних явищ.

7. Р-Т-параметри рудогенеруючого процесу за станом системи кіаніт-андалузит-силіманіт – 400-420°C і 220-240 МПа. За включеннями скла у кварці температура оцінюється в 1000-1180°C, тиск 720-870 МПа і більше [178]. За включеннями водний розчин + CO₂-флюїд – 230-245°C і ~110 МПа. Надходження флюїдних потоків в зону родовища було пульсаційним і визначалося тектоно-магматичними умовами його становлення. РТ-умови формування вторинних кварцитів родовища змінювалися в напрямку, що відповідає наведеному вище порядку. Прояви високих температур і тисків газового флюїду короткотривалі; низьких – тривалі [178].

Для інших структур макрорівня відомо наступне. Гранітоїди (тоналіти і тронд'єміти) Гуляйпільської структури з віком >2,9 млрд. років сформувалися при тиску 10-15 кбар і температурі 1000-1200°C. На дискримінаційній діаграмі $f_1 - f_2$ вони попадають в поле островодужних гранітів [3].

Гранодіорити Гуляйпільської структури віком 2,9-2,7 млрд. років [3], формувалися при тиску 10-15 кбар й температурі біля 1000°C, на дискримінаційній діаграмі $f_1 - f_2$ містяться в полі колізійних гранітів.

Для Салтичанської структури, за [3, 44, 181], гранітоїди цього вікового діапазону відповідають тоналітам, тронд'ємітам, діоритам, кварцовим діоритам, гранодіоритам, кварцовим монцонітам. За [44], температура їх кристалізації – 650-850°C.

Гранітоїди цього ж віку Корсацької й Мангуської структур – піроксенвмісні [44], кристалізувалися при температурі 850-750°C.

Склад гранітоїдів віком 2,2-2,0 млрд. років Гуляйпільської структури відповідає гранодіоритам і кварцовим діоритам [3, 44, 181]. На дискримінаційній діаграмі $f_1 - f_2$ вони містяться в полі колізійних гранітів, але розміщені нижче відносно древніших гранітоїдів.

Температура кристалізації гранітоїдів (діорити, кварцові діорити – кварцові сієніти) цього ж часового діапазону Салтичанської і Мангуської структур – 900-600°C [44].

Гранітоїди віком 2,1-1,9 млрд. років кристалізувались при температурі 700-600°C [44].

Тут акцентуємо увагу саме на тілах гранітоїдного складу, адже вони фактично викреслюють структурний узор досліджуваної частини УЩ та мають ознаки синдеформаційних утворень [147, 156].

Узагальнивши дані пункту 7, стверджуємо: так як геологічні тіла, від мікро- до макрорівня організації, відтворюють структурні малюнки, які можуть створюватися лише при деформаціях здвигу/ротації, то приведені параметри є Р-Т умовами дислокаційних явищ. Причому, останні фактично синхронно відбувалися в межах всієї Приазовської дислокаційної системи.

8. Девладівська зона розломів перетинає Дібровську структуру в широтному напрямку [178]. Дібровська гілка даної зони, до якої «приурочене» Дібровське родовище, є скидом. В його зоні північне крило брахіскладки змістилося, а породи, що її складають, набули вертикального і навіть зворотного падіння [178]. Відзначене крило зазнало багатоетапного процесу дислокаційного метаморфізму. При цьому кварцитова товща насичена катаклазитами, брекчіями, тощо. Поліхронно-полігенні руди Дібровського родовища, формування яких почалося з виникнення давнього первинного зруденіння седиментаційно-діагенетичного типу, зазнали трансформації під впливом пізніших пульсуючих потоків рудних флюїдів у межах активних і проникних тектонічних зон [178].

Наш коментар до даних пункту 8: морфологія й просторове розміщення Девладівської зони розломів не співпадає ні з однією із дислокаційних структур макрорівня, що охарактеризовані нами раніш [147, 156]; окрім цього, більшість з

них, як і рудовмісні тіла Дібровської структури, сформовані за високих Р-Т умов. Продукти ж руйнування в межах Девладівської зони представлені переважно постметаморфічними утвореннями – брекчіями, катаклазитами, мілонітами, які накладені на більш древні – смугастість і сланцюватість. Дібровська структура набула субкільцевих обрисів, як і інші складові Приазовської дислокаційної системи, завдяки роз'єднанню/ротації окремих частин фундаменту при тотальних здвигових трансформаціях в нижньопротерозойський час. Отже, Девладівська зона є накладеною, молодшою відносно Дібровської субкільцевої структури і просторово її охоплює. Це також підтверджується і тим що, більша частина ореолів урану, радію і гелію, в тому числі водних, контролюється широтним Девладівським розломом.

Узагальнення. Дібровська структура (й інші подібні за будовою) – лійко-спіралеподібна з субвертикальною головною віссю, сформована субкільцевими тілами більш високого рангу. Будова останніх – луската, обумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих та різновікових тіл-складових. Ці, в свою чергу, представлені структурами розлінзування, вторинного розшарування, розсланцювання. На мікрорівні вони виражені як структури односпрямованого заміщення й перекристалізації. Такі складові (лінзи, смугастість, сланцюватість) Дібровської структури високовпорядковані, односистемні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною (є мономінеральними (-породними) агрегатами). Зазначене свідчить про сумісне й взаємозалежне формування і розвиток речовини і її морфологічного виразу (структур). Досконала будова й всепроникна кореляція описаних вище атрибутів досліджуваного об'єкту, указують на наявність при його формуванні тектонічного керівного параметру, за [55, 112, 154, 171, 199]. А саме: викладені факти свідчать, що всі без виключення породні різновиди геологічних тіл в об'ємі середовища, що відповідає Дібровській структурі і її обрамленню, були неодноразово (що відбивається в цифрах ізотопного віку) задіяні здвиговою течією (залучені до здвигових переміщень у супроводі речовинних перетворень). Просторове

розміщення таких здвигів зафіксовано в орієнтації головних площин (**a:v**) структур, що вивчалися; Р-Т параметри (приведені вище) процесів відповідали умовам, при яких відбувались перекристалізація й перерозподіл речовини з накопиченням високих рудних концентрацій.

Отже, будова та речовинне наповнення Дібровської структури є вторинними – сформованими завдяки неодноразовим проявам деформацій здвигу та ротації. Тобто, морфологія та наповнення даної структури до 1,8 млрд. років тому були іншими і навряд чи підлягають реставрації. Генезис Дібровського родовища, що в ній міститься, є змішаного типу: тектоно-метаморфічним та регенерованим. Тобто рудна речовина вилучалась з порід кристалічної основи, перетворювалась (разом з нерудними компонентами), переміщувалась, та набувала нових речовинних і просторових форм, пристосовуючись до відповідних Р-Т й кінематичних умов, провокованих, як мінімум, шістьма тектонічними імпульсами. Перші три з них реалізувались у в'язко-пластичних умовах (3,3-1,9 млрд років тому) [3, 147, 156], інші в пружно-крихких. Овал Дібровської структури, як тінь тиску при здвигових трансформаціях, в окремі часові інтервали (можливо, 1,9 млрд. років тому, 830 і 550 млн. років тому [52, 178]) був зоною енергетичного розвантаження.

3.6.2 Первомайська U-Th-вмісна структура. Первомайська U-Th-вмісна структура знаходиться в осьовій частині Мангуської міжблокової зони (синклінорію) (рис. 3.25, 30).

Мангуський синклінорій виділений наприкінці 50-х – на початку 60-х рр. Г. Л. Кравченком, за результатами детального вивчення тектонічної будови Центрального Приазов'я [98]. Синклінорій, за [96] – структура, за [215] – Центральноприазовська синклінорна зона розмежовує Приазовський мегаблок Українського щита (УЩ) на Східно-Приазовський та Західно-Приазовський блоки І-го порядку [27] (або Західноприазовську та Східноприазовську антиклінорні зони [215]). Центральноприазовську синклінорну зону від Східноприазовської антиклінорної зони відділяє Малоянільська розломна система, зчленування

Західноприазовської антикліноної та Центральноприазовської синкліноної зон розломами також порушене, але вони не є безпосередньою межею зон [215].

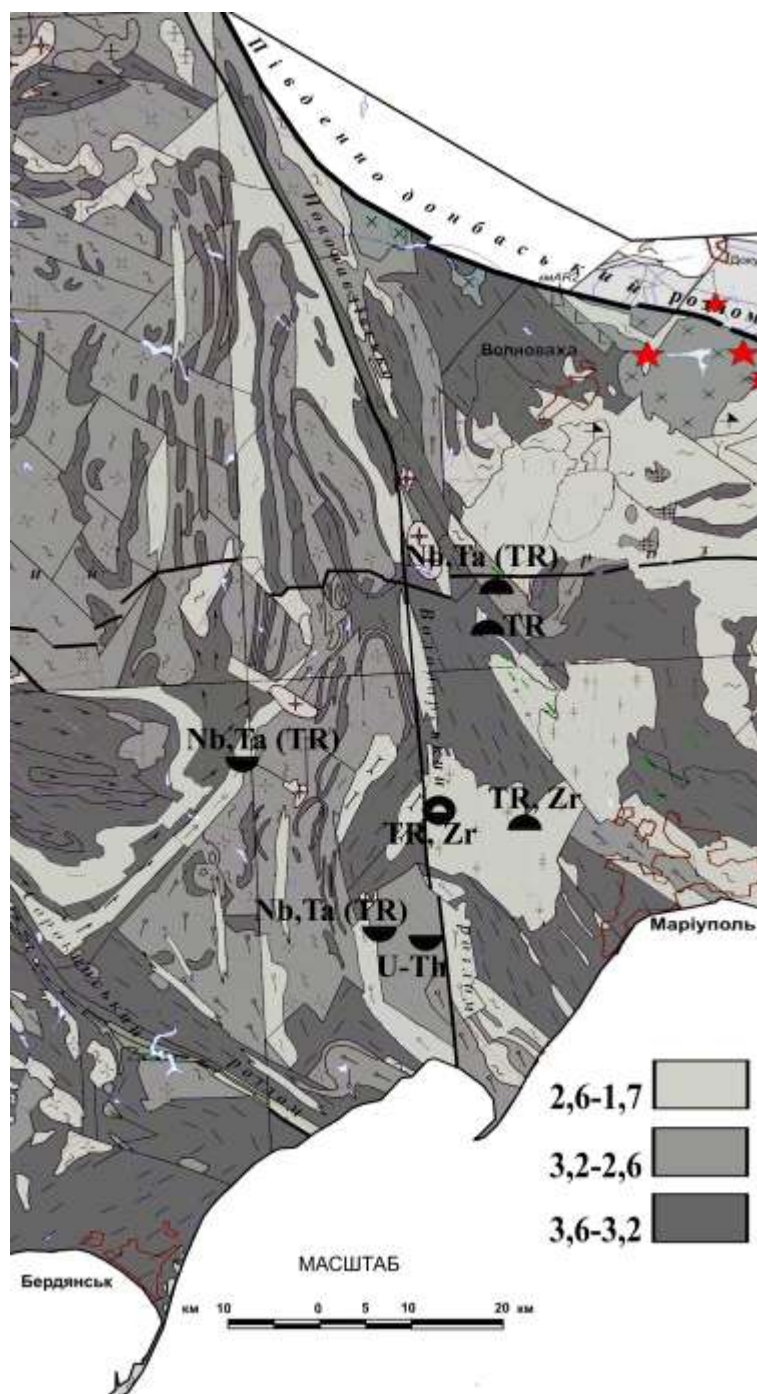


Рис. 3.30. Розміщення U-Th й інших рудопроявів та родовищ в межах Мангуського синклінорію за даними [65, 120]. Внизу праворуч – вікова шкала в млрд роках.

На основі карти [90] з доповненнями автора

За [98, 186] Мангуський синклінорій, в першому наближенні, має ромбовидну форму з простяганням вісі I-го порядку в субмеридіональному напрямку, довжина якої досягає 50 км. Синклінорій вирізняється широким розмахом крил: ширина його від с. Миколаївки на заході до с. Старий Крим на сході – 45-50 км. Синклінорій має асиметричну будову і круте падіння крил. В північній частині західне крило його має кути падіння 60-75° на південний схід;

падіння східного крила близьке до вертикального. В південній частині, навпаки, східне крило має кути падіння $60-70^\circ$ на північний захід, а падіння західного крила близьке до вертикального. Крила синклінорію добре фіксуються пачками кристалічних вапняків та графітових гнейсів, установлених як у західній (села Карла Маркса, Троїцьке, Темрюк та ін.), так і в східних частинах структури (села Перемога, Старий Крим) [98, 186].

Мангуський синклінорій виповнений, переважно, породами центральноприазовської серії неоархею, в підпорядкованій мірі – західноприазовської серії палеоархею, також гранітоїдами анадольського, обіточненського й інших комплексів [96].

Західноприазовська антиклінорна зона навпаки – переважно сформована породами західноприазовської серії. Для Східноприазовської антиклінорної зони характерним є наявність численних інтрузивно-магматичних утворень палеопротерозою. Їхнє формування пов’язується з двома дискретними у часі фазами постконсолідаційної тектоно-магматичної активізації Приазовського мегаблоку: 2,15–2,05 і 1,85–1,7 млрд р [96].

Центральноприазовську синклінорну зону від Західно- й Східноприазовської антиклінорних зон, окрім зазначеного, чітко вирізняє різна геометрія складчастих форм [215]. Для першої, це парагенезис різнопорядкових вузьких, нерідко ізоклінальних (особливо більш високого порядку) лінійного типу складок субмеридіонального простягання, ускладнених численними поздовжніми, поперечними та діагональними розривними порушеннями. В антиклінорних зонах складчасті форми першого порядку близькі до брахіальних. Їх ускладнюють системи стиснених складок вищих порядків з крутими нахилами осьових поверхонь та відносно похилим, як правило, заляганням дзеркала складчастості [215].

Мангуська структура (структурно-формаційна зона), за [31], відповідає активній континентальній окраїні області розтягу при зіткненні Приазовського і Придніпровського мегаблоків (мікроконтинентів) у верхньому археї. А в подальшому – субдукції Придніпровського мікроконтиненту під Приазовський на

нижньопротерозойський час. Мангуська структура виділяється як низькоомна зона і є областю перманентного (різновікового) розтягнення-стискування кори, тобто зоною інтенсивної переробки епіархейського фундаменту [31].

За [123], структура кристалічного фундаменту Приазовського мегаблоку складена різновіковими меланжами, які послідовно перетинають один одного. Цими авторами виділено 6 етапів формування такої структури.

За даними [223] глибина залягання підосви «гранітного» прошарку земної кори в межах частини УЩ, що досліджується ~ 12 км. Це найбільш розповсюджене значення цього показника для УЩ. В цілому ж в межах УЩ глибина залягання підосви «гранітного» прошарку коливається в межах 5-25 км.

Глибина залягання підосви перехідного прошарку для Мангуської структури зіставляє 32 км. Це також найбільш розповсюджене значення даного показника для УЩ. В напрямку на захід — південний-захід від досліджуваної території глибина залягання підосви перехідного прошарку дещо зменшується — до 25 км. В цілому ж в межах УЩ глибина залягання зазначеної підосви — 15-35 км [223].

Глибина залягання розділу М в межах досліджуваної ділянки УЩ менше 40 км. В напрямку на північ — північний захід від досліджуваної території глибина залягання М збільшується до 50 км. В цілому ж в межах УЩ глибина залягання розділу М коливається в межах 35-60 км [223].

Задля встановлення структурних закономірностей знаходження перспективних ділянок на уран, торій та деякі інші корисні копалини в межах Мангуської структури, нами були систематизовані дані щодо петро-структурної організації її осьової частини у відповідності до принципу ієрархічності геоструктур. Вони приведені нижче в пунктах 1 — 8, розпочинаючи з макрорівня структурно-речовинної організації об'єкту, закінчуючи мікрорівнем. Також винесені на стереограми елементи залягання рудовмісних структур за даними попередиків. Для такої систематизації вибрана осьова частина Мангуської структури тому, що за даними [65, 120, 255] в “ядрі синклінорію” відомі радіоактивні прояви уранової та уран-торієвої природи. За [60, 61], “ядро”, це

антиклінальний перегин, що ускладнює осьову частину синклінорію (Мангуської структури). В межах його західного (р. Берда) та східного крил (р. Кальчик) (рис. 3.30) знаходяться Nb, Ta, Zr (TR) – рудопрояви [65, 120, 255, 279].

1. “Ядро синклінорію” (антикліналь) є каплеподібним в плані макротілом з субмеридіонально розміщеною видимою довгою віссю. «Ядро» в плані шириною сягає 10 км, довжиною до 25 км та має круті падіння крил – від 60, до 87°. Зазвичай довгі осі таких каплеподібних тіл занурюються в напрямку їх виклинювання (стоншення хвостів) [42]. В даному випадку це південно-східний напрямок, що відповідає лінійності генерації-4, яка зафіксована фактично для всіх породних різновидів західного крила синклінорію й відображена на стереограмах вище. В цілому за морфологією “ядро синклінорію” конформне обрисам синклінорію. “Ядро” й інші подібні, за конфігурацією й елементами залягання лінзоподібні макротіла, які розміщені одне від одного на відстані 5-10 км, є сегментами субмеридіонально розташованого ланцюжка таких тіл (рис. 3.31). Ланцюжок просторово близький до осьової поверхні синклінорію. За межами ланцюжка, в об'ємі синклінорію, простежуються подібні ланцюжки дещо менших за розмірами геологічних тіл зі схожими елементами залягання й співвідношеннями *a:c*.

Коротка характеристика макробудови “ядра” Мангуського синклінорію та його оточення свідчить, що цей фрагмент кристалічного фундаменту є впорядкованою макроструктурою розлінзування та будинажу, формування якої можливе за неодноразових деформацій здвигу докембрійського фундаменту у супроводі розосередження та прокручування окремих його складових (див. Розділ 1). Більші розміри макротіл-сегментів осьового ланцюжка Мангуської структури, відносно подібних тіл інших ланцюжків може бути ознакою відносно меншої інтенсивності тектоно-метаморфічних трансформацій в осьовій частині синклінорію відносно крайових його частин.

2. Внутрішній структурний малюнок “ядра” Мангуського синклінорію лускувато-центробіжний, що виражено відповідним просторовим розміщенням й морфологією геологічних тіл, що його складають (рис. 3.32).

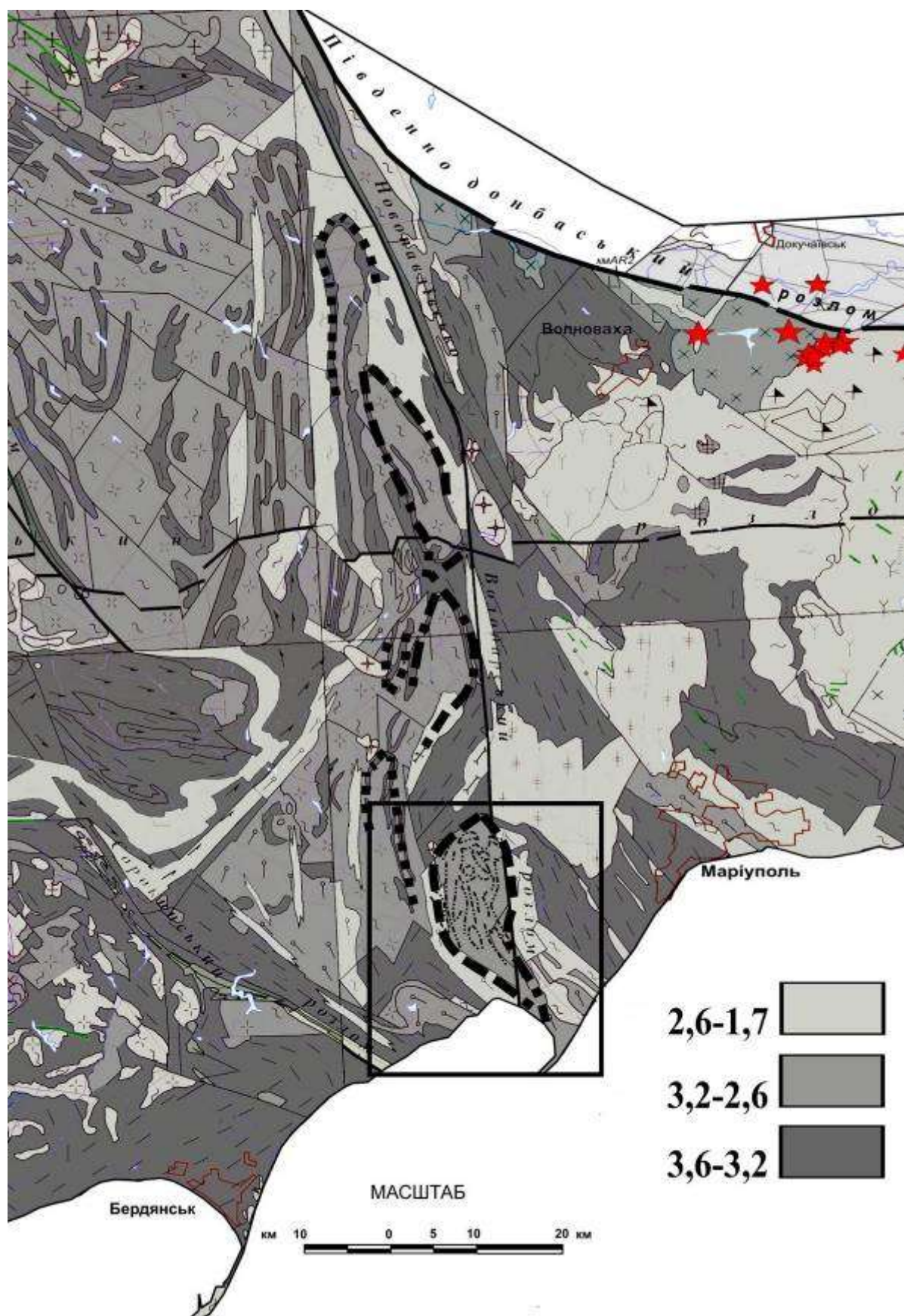


Рис. 3.31. “Ядро” Мангуського синклінорію (окреслене пунктиром в прямокутному контурі) у складі субмеридіонального ланцюжка лінозоподібних макротіл. На основі [90] з доповненнями автора

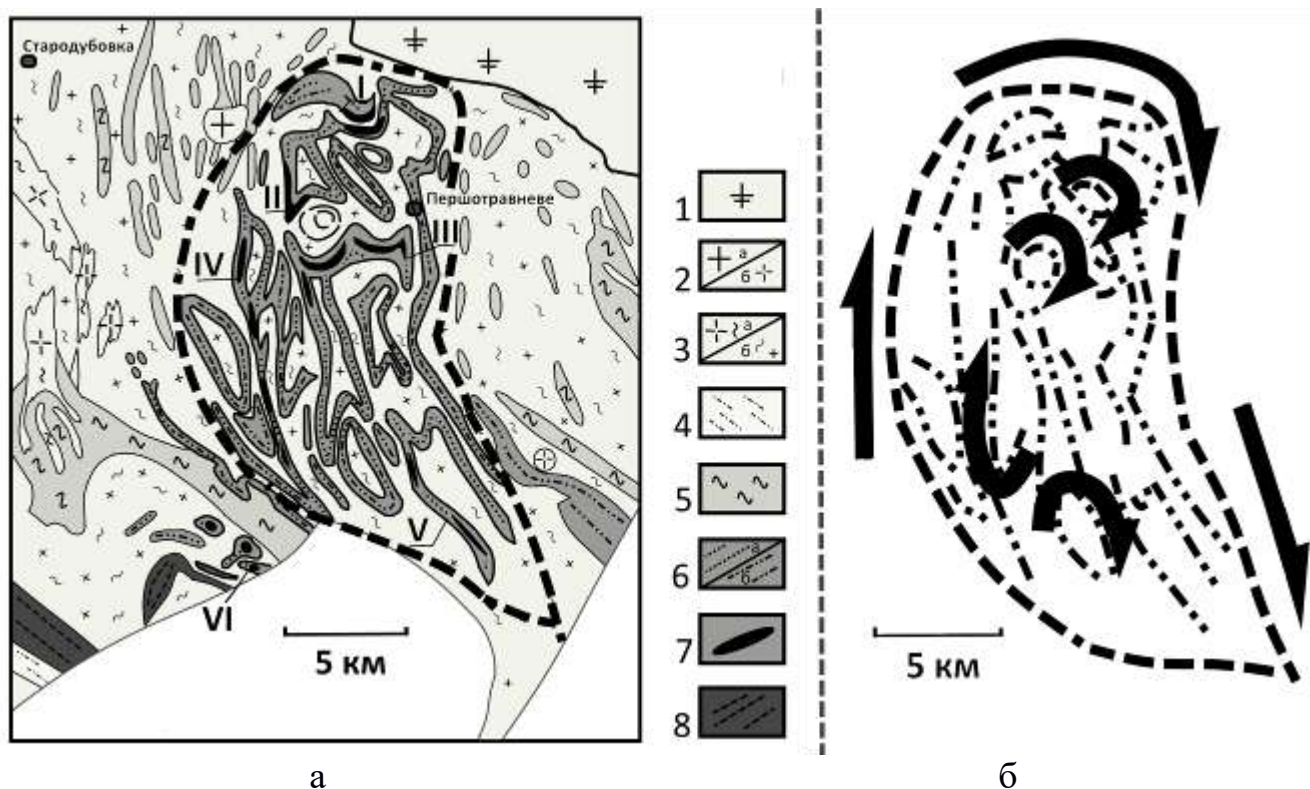


Рис. 3.32. Будова “ядра” (окреслене пунктиром) Мангуського синклінію за даними [25, 48, 61, 186]. а – карта, рамка якої відповідає прямокутному контуру на рис. 3.31; б – схематизовані конфігурація й внутрішня центробіжно-лускувата будова (штрих-пунктиром) ядра Мангуського синклінію та реставровані напрямки переміщень на час становлення даної структури. 1 – граносієніти, сієніти, сублужні граніти мезопротерозою; 2 – граніти (а) та пегматити (б) мезопротерозою; 3 – плагіограніт-мігматити (а) та граніт-мігматити (б) палеопротерозою (приазовський (каратюцький) комплекс); 4 – осипенківська світа; 5 – каратюцька світа (гнейси графіт-біотитові, графіт-гранато-біотитові, біотит-гранатові, гнейси і кристалічні сланці амфіболові і амфіболо-піроксенові) палеопротерозою; 6 – сачкінська (мангуська) світа, а – кварцити, гнейси глиноземисті, біотитові графіт- і гранатвмісні, основні кристалічні сланці, карбонатні породи, б – піроксен-плагіоклазові кристалічні сланці і амфіболіти; 7 – залізисто-кремністі породи; 8 – темрюцька світа (кварцити польовошпатові, гнейси високоглиноземисті, гранатові та амфіболові, кристалічні сланці магнетитвмісні, амфіболові та амфібол-піроксенові, кальцифіри, мігматити). I – V – рудні структури: I – Північна, II – Дем’янівська, III – Первомайська, IV – Держинська, V – Ялтинська, VI – Юріївська

При цьому, структурний малюнок даного рівня організації підпорядкований як каплеподібному контуру «ядра» так і загальному, для центральної частини мегаблоку, субмеридіональному структурному плану.

В межах внутрішнього структурного малюнку “ядра” виділяються

субкільцеві (серпо- й еліпсоподібні), гачко- та пласто-лінзоподібні тіла. Діаметр субкільцевих тіл, частіше еліпсовидних, варіює від 1 до 5 км, *a:c* сягає 3-5; потужності пласто-лінзоподібних тіл — від 0,5 до 1,5 км при довжині 8-10 км, тобто їх *a:c* в горизонтальній площині сягає 10. Як серед пластоподібних так і субкільцевих тіл є складені і гранітоїдами, і метаморфічними породами. Геологічні тіла, що сформовані метаморфічними породами (за [61, 65] — синклінальні складки, що уціліли при гранітизації) мають максимальні потужності в осьових частинах й мінімальні на крилах [61]. Це такі складки: Північна, Дем'янівська, Первомайська, Держинська, Ялтинська, Юріївська (рис. 3.32). Всі вони мають подібні розрізи за простяганням та різко відмінні вхрест простягання “ядра”, також містять згідні тіла залізистих кварцитів [60, 61]. Занурення шарнірів складок як круте так і похиле на північ та південь (рис. 3.33), подібно до розміщення мінеральної лінійності вмісних товщ, які охарактеризовані в Розділі 2. Останнє свідчить про синхронність формування вмісних та рудовмісних тектоно-метаморфогенних утворень щонайменше на третій — п'ятий етапи розвитку досліджуваного фрагменту фундаменту.

Більша частина аномалій U-Th-природи «ядра» Мангуського синклінорію зосереджена в Первомайській складці [65] гачкоподібної форми, протяжністю до 8 км. Падіння пачок порід на крилах складки круте (до 80°), в замковій частині — центробіжне [61]. Більшість рудопроявів приурочена до її північно-східної частини, яка ускладнена складчастістю більш високих порядків. Ця частина складки складена амфіболо-піроксено-плагіоклазовими гнейсами, залізистими кристалічними сланцями кварцево-гранато-піроксенового складу, графітвмістними гнейсами і карбонатними породами. Потужності рудних тіл зіставляють 0,2-0,6 м [65], які переважно знаходяться в мігматитах та гранітоїдах, рідше на їх контактах з метаморфічними породами.

Відповідно [112, 115, 171, 192, 238] складки крайової частини “ядра” за морфологією відповідають приздвиговим лінійним складкам та S-складкам, складки внутрішньої його частини — внутрішньобудинним складкам волочіння — “завертышам”.

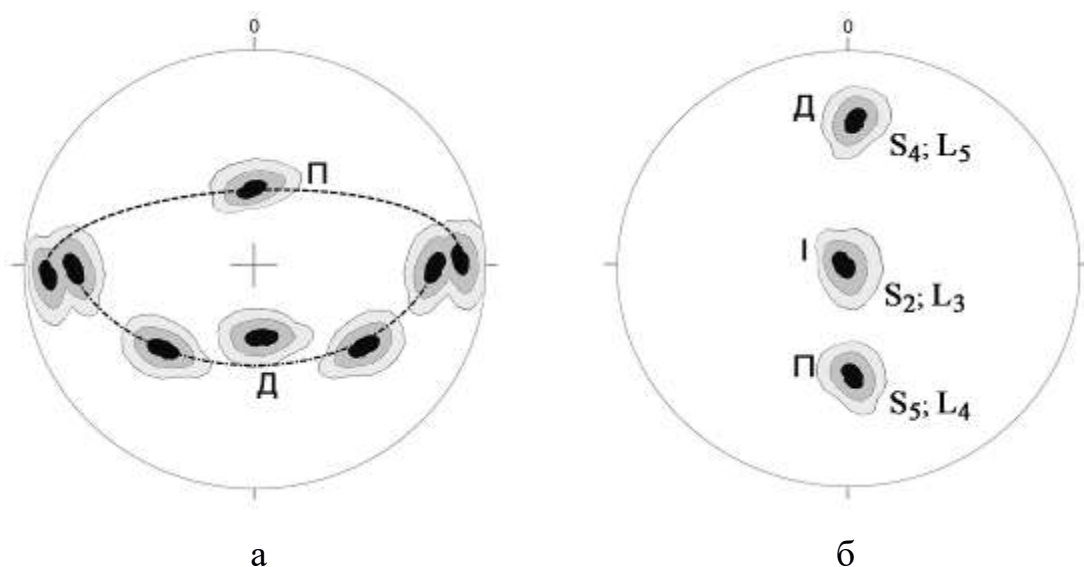


Рис. 3.33. Схематизовані стереограми полюсів площин провідних рудовмісних структур «ядра» Мангуського синклінорію (а) та занурення лінійності відповідно розміщення шарнірів цих структур (б), за даними [60, 61]. П та пунктирна лінія (поєднує полюси площин складчастих форм) – Первомайська рудовмісна структура, Д та штрих-пунктирна лінія – Дем'янівська, І – інші. Проекція на нижню півсферу. S, L – інтерпретовані генерації рол-структур та лінійності за аналогією до подібних утворень вмісних гнейсово-сланцевих та гранітоїдних тіл, які відображені на рис. 2.94, Б.2.97, 99, 104

При цьому, опираючись на дані С.В. Горяйнова зі співавторами, складки з вертикально розміщеними шарнірами ми ототожнюємо з дислокаційними структурами генерації-3 (~ 2,8 млрд років тому), складки з шарнірами, що похило занурюються на південь зі структурами генерації-4 (~ 2,0 млрд років тому), з шарнірами, що похило занурюються на північ – з дислокаційними структурами генерації-5 (~ 1,8 млрд років тому). Тобто, формування вищеописаної будови «ядра» Мангуського синклінорію можливе за тотального залучення первинної кристалічної основи до неодноразових деформацій здвигу-розтягу й прокручування окремих його складових на даному рівні організації геологічного середовища [112, 115, 171, 192, 238] (див. Розділ 1). Отже, це вторинна стратифікація (структурна та речовинна перебудова), лінеаризація граніто-метаморфічного середовища, яка зумовлена зазначеними тектонічними факторами й виражена як перешарування дуже сплюснених, витягнутих та зміщених усіх без винятку за складом геологічних тіл.

3. Геологічні тіла мезорівня (на рівні пачок порід) як нерудні так і Fe- та U-вмісні, що формують вище означені складки, згідно перемежуються та мають однакові елементи залягання. Зокрема, це пачки: амфіболо-піроксено-плагіоклазових гнейсів, залізистих кристалічних сланців кварцево-гранато-піроксенового складу, піроксено-магнетитових кварцитів; графітвмістних гнейсів і карбонатних порід [60, 61, 65]. Співвідношення *a:c* таких пачок-складових та морфологія аналогічні й повністю узгоджені таким атрибутам складчастих форм (рис. 3.32).

Коротко окреслена будова рудовмісних структур та рудних тіл (в пунктах 2, 3) є свідченням їх становлення під дією здвигових трансформації, що провокують ротацію товщ й перерозподіл рудної речовини з її перевідкладенням в обрамленнях тіл скручування [112, 115, 171, 192, 238, 274].

4. Всі, як рудні так і нерудні геологічні тіла мезорівня (які формують “ядро” синклінорію) структурно-текстурно неоднорідні, що виражено як розлінзована смугастість та сланцюватість. Смугастість обумовлена як варіаціями мінерального складу, так і зміною розмірностей мінеральних зерен; потужності таких смуг коливаються від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. Зазначені варіації мінерального складу виражені закономірною зміною в розрізах геологічних тіл ряду мінеральних парагенезисів [55, 128].

Сланцюватість обумовлена односистемними подовженістю та розміщенням як рудних (магнетит) так і нерудних мінералів, також їх лінзоподібних агрегатів. Структури мінералів переважно кристалобластові. В площинах сланцюватості окремі мінерали й їх агрегати мають σ -подібні форми. Смугастість і сланцюватість всіх мезотіл взаємоузгоджені, як між собою, так і морфологією геологічних тіл. При цьому, просторове розміщення смугастості й сланцюватості U- й Fe-рудних тіл згідне розміщенню рудовмісних тіл та їх смугастості, як сланцево-гнейсового складу так і гранітоїдного [55, 61, 128].

Смугастість і сланцюватість та їх тотальна взаємоузгодженість є виразом процесу здвигу/розтягу на мікрорівні. На цьому рівні він реалізується завдяки синдеформаційній (компенсаційній) перекристалізації (дифузійний перерозподіл

речовини) в напрямку відносно понижених деформаційних тисків [6, 112, 115, 171, 192, 238].

5. Для більшості різновидів порід, досліджуваної частини Мангуської структури, спостерігаються поступові переходи та, при цьому, чіткі межі. Зокрема між: різновидами гранітоїдів, гранітоїдами і гнейсами, таконітами й ітабіритами, тощо; такі переходи виражені текстурно-структурно та речовинно. Зазначене свідчить про їх генетичний зв'язок, що підтверджується і на хімічному рівні [61].

Залізистим кварцитами притаманна закономірна, від центру до периферії, зміна хімізму окремих мінералів, їх агрегатів (смуг), геологічних тіл та навіть родовищ. Така закономірність, за своєю геохімічною направленістю, вирізняється постійністю і не залежить від положення залізистих кварцитів в розрізі [55, 128].

Так як Fe-вмісні тіла та їх внутрішня структурно-текстурна впорядкованість конформні цим же атрибутам вмісних, а разом вони формують структурний малюнок, що створюється в умовах здвигу/ротації, то зазначені зміни хімізму також є результатом цих тектонічних дій.

6. Ступінь метаморфізму залізисто-кремнистих утворень району визначена як гранулітова [60, 61]. Температури метаморфізму сягали 700-800° С, інтервал тиску – 7-10 кбар. Температури накладеного ретроградного метаморфізму – 500-800° С встановлені із перекристалізованих амфіболових і амфібол-клінопіроксенових залізистих кварцитів. Останні формувалися в умовах протерозойського складкоутворення за рахунок смугастих піроксен-магнетитових ітабіритів [61].

Так як мінеральні асоціації, за якими визначалися Р-Т умови, формують дислокаційні структури – сланцюватість, смугастість й інші, то встановлені значення тисків і температур є параметрами дислокаційних перетворень.

7. Для геологічних тіл Мангуської структури відомо декілька цифр віку — 2,7 та 2,1 млрд років (ендербіти і чарнокіти токмацького й мангуського комплексів), 2,0 (плагіограніти каратюцького комплексу й гранодіорити максимівської асоціації) та 1,8 млрд років (граніти мікроклінові кам'яномогильного комплексу) [33, 34]. Для геологічних тіл інших макроструктур

Приазов'я також відомі подібні цифри ізотопного віку [3, 33, 34, 166, 181]. Метаморфічні утворення центральноприазовської серії у [96] розміщені на рівні 2,8-2,6 млрд років.

Зазначені типи порід й інші містять декілька генерацій (різновидів) акцесорних й породоутворювальних мінералів. Зокрема, ромбічні піроксени представлені цілим рядом від енстатиту до еуліта; моноклінних піроксенів – до двох різновидів, плагіоклазів – 3 генерації, амфіболів – 3, гранатів – 3, біотитів – 3, кварцу – 3, магнетиту – 3. До того ж, по останньому формується мартит та гьотит-гідрогьотит. Плагіоклази, при цьому, зональні, полісинтетично здвійниковані. Двійники часто виклинюються та мають хвилясте згасання [60].

Кількість генерацій породоутворювальних й акцесорних мінералів та їх неоднорідна будова, декілька цифр віку та значень P - T засвідчують декількоетапність, імпульсність формування досліджуваного об'єкта. Адже певний різновид породоутворювального і акцесорного мінералу є кінцевим продуктом відповідного мінералоутворювального процесу – результатом особливостей хімізму, симетрії геологічного об'єму, насиченості компонентами росту, PT -умов геологічного середовища, тощо на момент його формування. Так як кристалічні породи Мангуської структури мають ознаки синтектонічних утворень (див. вище) сформованих за високих P - T значень та є закономірною складовою структурного малюнку території, то кожен із вікових і мінеральних різновидів цих порід є результатом прояву одного із тектонічних імпульсів.

8. При урановій і уран-торієвій природі радіоактивності, рівновага зміщена в сторону надлишку урану. Тип зруденіння вкраплений, вкрапленики зазвичай розміщені ланцюжкоподібно [60] та містяться на межах зон доростання мінералів. Рудні мінерали представлені уранінітом та урановою черню [65]. Вміст радіоактивних елементів аномальних ділянок рідко перевищує 0,01 %.

Тобто, розміщення і форма виділень рудних мінералів підпорядковані структурному малюнку мікрорівня організації об'єкту.

Узагальнення. «Ядро» Мангуської структури, це каплеподібне в плані макротіло, що є сегментом субмеридіонально розташованого ланцюжка подібних

макротіл. Його внутрішня будова центробіжно-луската, зумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих й різновікових сублінійних та субкільцевих тіл-складових. Всі зазначені тіла-складові, в свою чергу, сформовані мезо- мікроструктурами, такими як смугастість та сланцюватість, які згодні між собою для всіх петрографічних різновидів геологічних тіл. Рудні тіла досліджуваного фрагменту УЩ підпорядковані структурному малюнку об'єкта на всіх рівнях його організації. Довгі осі дислокаційних структур, які завершили становлення докембрійського структурного малюнку, від рівня «ядра» синклінорію, рудовмісних складчастих форм до рівня провідної мінеральної лінійності одностеменно розміщені – похило занурюються на південь – південний схід та північ – північний-захід.

Отже, геологічні тіла-складові Мангуської структури, від макро- до мікрорівня, високовпорядковані, одностеменні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною. Зазначене свідчить про сумісне й взаємозалежне формування структурних форм і їх речовини. Таку досконалу будову досліджуваного об'єкту не можуть створити магматичні, осадові, чи метасоматичні процеси; а лише тектонічний чинник, за [16, 42, 55, 58, 77, 107, 123, 134, 167, 173]. А саме, структурно-речовинні перетворення, що реалізувались в динамічних умовах здвигу/ротації.

Відповідно проведених нами робіт в межах Центральноприазовської міжблокової зони (Мангуського синклінорію), встановлено, що дана зона сформована деформаційними утвореннями (структурами) восьми етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту. Із залученням даних інших дослідників [1, 15, 37, 123, 187, 214, 239, 279], таких етапів відомо до одинадцяти. Більш пізні із структур розвиваються за рахунок речовини більш ранніх; вони різняться між собою за просторовим розміщенням, Р-Т умовами, формами прояву та механізмами формування (див. Розділ 2). Приведені факти свідчать, що всі без винятку породні різновиди геологічних тіл в об'ємі Мангуської структури були неодноразово (що відбивається в генераціях структур, цифрах ізотопного віку та ін.) задіяні здвиговими переміщеннями у супроводі

речовинних перетворень. Такі трансформації відбувались впродовж усієї докембрійської й фанерозойської історії приазовської частини УЩ та реалізувались, що найменше, за одинадцять етапів. Здвигові перетворення здійснювались при зміні напрямків тектонічних напружень на фоні, переважно, поступового зниження Р-Т значень середовища. Зокрема, для першого з етапів тектонічні трансформації відбувались в умовах гранулітової фації метаморфізму, третього – амфіболітової, п'ятого – зеленосланцевої. Більш пізні тектонічні перетворення, переважно, реалізувались за умов нульового метаморфізму. Такі перетворення кожного з етапів провокували поглиблення структурної та речовинної переробки субстрату.

Завдяки багатоетапності та різнонаправленості деформаційних процесів в межах досліджуваної частини УЩ первинні морфологія та наповнення Мангуської структури є знищеними. Теперішню її будову можна визначити як гібридна дислокаційна макроструктура (суттєво здвигова зона), що ускладнена меланжем. Сучасний її структурний малюнок, від макро- до мікрорівня організації, підпорядкований субмеридіональному структурному плану. Каркас останнього створено геологічними тілами віком $\sim 2,0$ та $1,8$ млрд років, тому остаточне оформлення зони прив'язуємо до зазначених часових міток. За нашими даними, це 4-й та 5-й етапи структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту.

Власне «ядро» Мангуської структури, що детально розглядалося як таке, що створювалося разом зі становленням всієї зони (в декілька етапів) є розлінованим реліктом, в об'ємі якого сформувалися, також в декілька етапів, внутрішні складки волочіння. Становлення останніх супроводжувалось формуванням декількох генерацій структурно-речовинних новоутворень, в тому числі і рудних.

3.6.3 Рідкіснометалевий вузол пегматитів Балка Крута. Для рідкіснометалевого вузла Балка Крута були проведені дослідження подібні до таких Дібровської та Мангуської структур. Тому тут дуже коротко приводимо їх результати, які полягають в наступному. Геологічні тіла різного складу, що

складають лацюжкоподібний, лускатий структурно-речовинний малюнок Сорокинської тектонічної зони сформовані метаморфогенними мезо-мікроструктурами (смугастістю, сланцюватістю, мінеральною лінійністю) п'яти генерацій. Останні утворені декількома мінеральними генераціями від гранулітової фації метаморфізму до зеленосланцевої, за якими відомо ізотопний вік в діапазоні від 3,3 до 2,0 млрд років [2, 9, 33, 96]. З огляду на те, що досліджувані структури сформовані метаморфогенними мінералами й їх агрегатами, цифри віку визначені ізотопними методами, вважаємо такими, що відповідають моментам прояву тектонічних трансформацій в наступні часові мітки. 3,3-3,1 млрд років тому – другий етап таких трансформацій, 2,8 – третій, 2,0 – четвертий, 1,8 – п'ятий. Окрім метаморфогенних структур на досліджуваній території мають розвій і структури, що не супроводжуються динамометаморфічними змінами. Це крихкі шпарини, зонки дроблення й мілонітизації порід, площини і штрихи ковзання та інші. За даними попередніх дослідників таких утворень відомо до шести генерацій [1, 54].

Досліджувані тіла пегматитів (вузол Балка Крута) зібрані в каплевидну гломеру, яка в плані та поздовжньому розрізі згідна вмісним лінзоподібним тілам гнейсово-сланцевого складу [1, 74]. Більшість тіл пегматитів, як і меншість вмісних, падають на схід – південний схід. І навпаки – меншість тіл пегматитів, як і більшість вмісних, падають на захід – південний захід. Окремі тіла пегматитів, як і окремі тіла вмісних мають північно-східне простягання й круте падіння. Більша частина пегматитових тіл гломери похило занурюється на південний схід, як і лінійність генерації-4 вмісних; частина тіл пегматитів занурюється на північний захід, подібно лінійності генерації-5 у вмісних (рис. 3.34, Д.3.35). Це дислокаційні утворення сформовані на ~ 2,0 та 1,8 млрд років тому. Тіла пегматитів зональні, смугасті, сланцюваті; така неоднорідність сформована відповідним розподілом мінеральних генерацій, що характерно і для вмісних геологічних тіл. Серед різноманіття пегматитів рудними є кварц-альбітові, альбітові та альбіт-мікроклін-сподуменові пегматити. Концентрація рідкісних металів в пегматитових тілах збільшується за їх падінням [1, 74, 279].

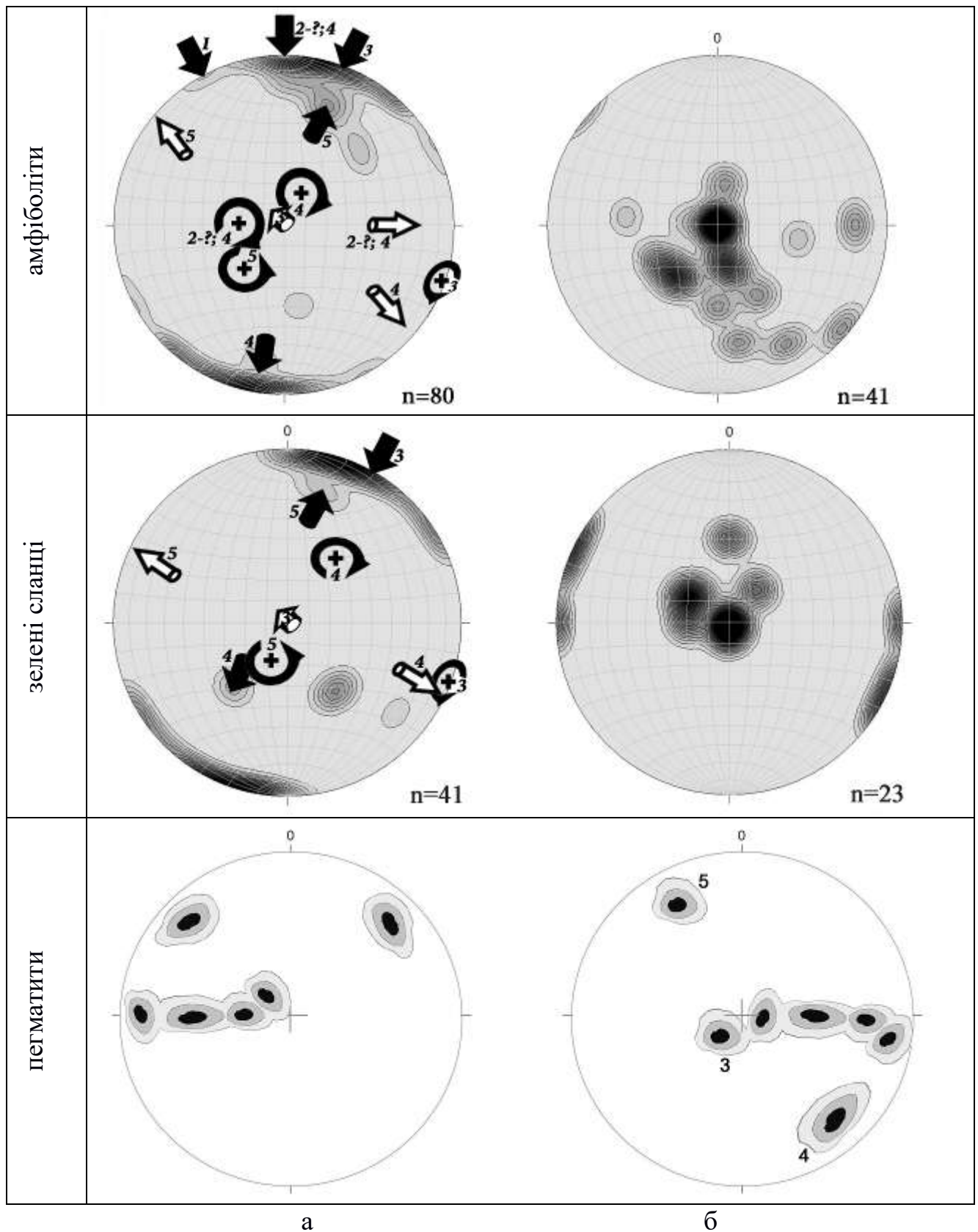


Рис. 3.34. Стереограми полюсів площин смугастості, сланцюватості й обмежень геологічних тіл (а) та занурення лінійності за довгими осями мінеральних агрегатів й осей складчастих форм (б) для провідних петротипів Сорокинської зони (для пегматитів схематизовані, за [1, 74, 279]). Ін. позначення див. рис. 2.94

Дані приведені вище посвідчують, що речовинна зональність узгоджена зі структурною, або ж будовою геологічних тіл. Зазначене можливе при сумісному (кооперативному) формуванні структурної й речовинної неоднорідності (метаморфогенних структур), які складають досліджуваний об'єкт в умовах амфіболітової-зеленосланцевої фації метаморфізму. При чому зазначене формування структурно-речовинної неоднорідності відбувалося в усьому об'ємі Сорокинської зони сукупно, в декілька етапів. Тому досліджувана зона є ієрархічною високовпорядкованою (досконалою) дислокаційною структурою.

Таку досконалу будову досліджуваного об'єкту не можуть створити магматичні, осадові, чи метасоматичні процеси, а лише тектонічний чинник. А саме, структурно-речовинні перетворення, що реалізувались в динамічних умовах здвигу/ротації, які обґрунтовані вище. Тобто пегматитова гломера Сорокинської структури є її закономірною складовою, яка створювалося разом зі становленням всієї зони (в декілька етапів) і відповідає фрагменту зони найбільш структурно трансформованому й речовинно диференційованому. Про зазначене свідчать незначна частка геологічних тіл сформованих до третього етапу трансформації фундаменту й дуже значна частка таких тіл утворених на четвертому етапі перетворень фундаменту, також різко відмінне їх речовинне наповнення (відносно вмісних). Останнє, за даними попередників, є результатом високого ступеню диференціації та зрілості такої ділянки фундаменту.

Із фактів систематизованих в даному пункті отримується наступне. Формування рідкісноземельної мінералізації відбувалося синхронно з пегматитовими та вмісними нерудними тілами, в одних і тих же геолого-динамічних умовах, а саме, в декілька етапів структурно/речовинних перетворень кристалічної основи за здвигових деформацій. Так як останніх нами встановлено до семи етапів, формування такої мінералізації могло відбуватися завдяки вилученню рудної речовини з кристалічної основи, її трансформуванню разом компонентами вмісних, переміщуванню й набутті речовинно/просторових форм відповідних до Р-Т й кінематичних умов, провокованих тектонічними імпульсами.

3.6.4 Октябрьська рудоперспективна структура. У розділі 2 обґрунтовано, що східна частина УЩ є структурою перетину різновікових зон в'язких розломів, а геологічний об'єм, який відповідає Кальміус-Сланчикському (Талаковський+Греко-Олександрівський), Південно-Кальчицькому й Анадольському масивам – зоною стрес-здвигової гранітизації і порфіробластезу первинних порід. Тобто, сублужні масиви набули сучасних форм й петро-структурної організації в результаті декількоетапних здвигових деформацій у супроводі речовинних перетворень разом з вмісними, а не вкорінювалися в них з утворенням складкоподібних структурних форм (рис. 2.114). Остаточо сублужні масиви Східного Приазов'я оформились на п'ятому етапі (із виділених нами) дислокаційних перетворень субстрату.

В даному пункті, відштовхуючись від вищезазначеного, а саме, що структурно-речовинними перетвореннями в декілька етапів був охоплений увесь об'єм досліджуваної частини УЩ, хочемо показати – геологічні тіла (структури) збагачені на уран та торій не могли знаходитись осторонь всепроникних тектонічних трансформацій. Тобто U-, Th-збагачені тіла формувалися подібно до вміщуючих їх геологічних утворень – в декілька етапів трансформацій кристалічної основи за високих Р-Т значень геологічного середовища. Відзначене обґрунтовуємо відповідно принципу ієрархічності й когерентності геологічних форм. Увагу акцентовано на Октябрьському масиві лужних порід, як вміщуючому в цілому бідні, але комплексні Zr, TR, Y, Nb руди (б. Мазуровка) [207]; також як на одному з масивів лужних порід найбільш детально вивчених попередниками.

Із наявних у нас даних слідує, що об'єм геологічного середовища, який відповідає Талаковський+Греко-Олександрівський масивам є синздвиговою макроструктурою S- типу; Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський масивам – макроструктурою розлінзування з елементами S-конфігурації підпорядкованій, переважно, правосторонній схемі становлення (3.36); Південно-Кальчицького масиву – макроструктурою розлінзування та будинажу. Всі зазначені макроструктури остаточно оформилися на п'ятому етапі структурно-речовинних трансформацій кристалічної основи. Відомі в Східному Приазов'ї

рідкісноземельні родовища та рудопрояви (3.36) містяться в тінях тиску зазначених макроструктур та у внутрішніх їх частинах. Останні є тілами-складовими II-го й більш високого рангів зазначених масивів, що відповідають внутрішньобудинним синздвиговим С- (S-) для Південно-Кальчицького масиву та С- й Т-структурам в об'ємі Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський масиви.

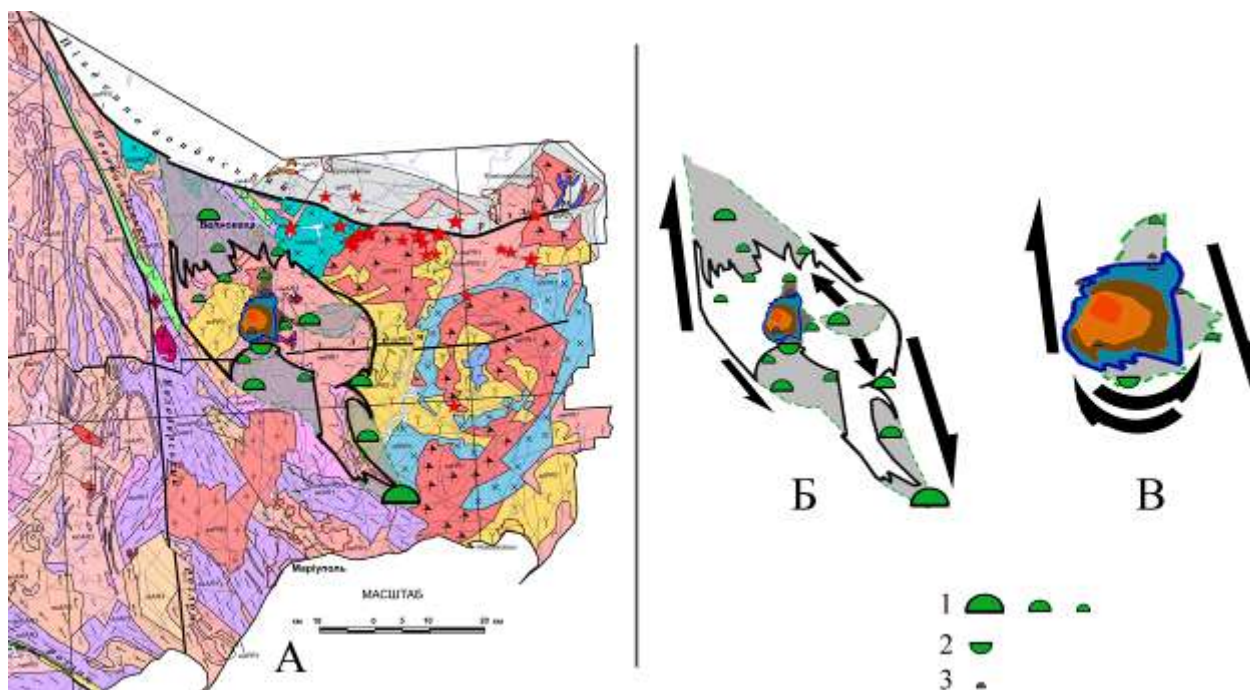


Рис. 3.36. Самоподібність власне Октябрьського масиву лужних порід та системи масивів Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський: А – геологічна позиція масиву, де чорним контуром окреслені обмеження Хлібодарівського та Анадольського масивів (на основі карти [90]); Б – структурно-геодинамічна позиція Октябрьського масиву як внутрішньолінзового рола, де макроструктурою розлінзування є система масивів Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський; В – власне Октябрьський масив з хвостами правого й лівого здвигів та внутрішнім рол-малюнком. Стрілки – напрямки здвигових переміщень на час становлення макроструктури розлінзування Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський. Сірі поля – тіні тиску на зазначений час. 1 – 3 – корисні копалини за [120, 207]: 1 – рідкісні землі, 2 – ніобій, тантал, цирконій, 3 – інші, зокрема берилій (розмір позначки від більшої до найменшої – родовище, рудопрояв, аномалія)

Октябрьський масив лужних порід в системі масивів Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський (макроструктурі близькій до S-типу) займає положення внутрішньолінзового рола. Останній дещо витягнутий в

північно-західному напрямку, паралельно довгій осі макроструктури, та має розміри 7-8 X 5-6 км.

Октябрьський масив сформовано лінзо- стрічкоподібними тілами більш високого рангу, які паралельні між собою та контурам власне масиву. Тобто їх взаєморозміщення відтворює концентрично-зональну будову масиву – власне рол з субвертикальною головною віссю. Речовинно зазначені тіла (II-го рангу відносно власне масиву) є сублужними габро, перидотитами й піроксенітами, лужними й нефеліновими сієнітами та пегматитами. Таку розшарованість масиву дослідники трактують по-різному: габро, перидотити й піроксеніти є реліктами в полях розвитку сієнітів й пегматитів [57]; останні є постмагматичними [139]; всі лужні породи є метасоматичними [53]; всі складові масиву – комагматичні фази [207].

Гранітоїди, що вміщують Октябрьський масив також структурно й речовинно розшаровані – сформовані субкільцевими тілами складу ендербіт-чарнокітів, сублужних піроксен-амфіболових гранітів, біотитових гранітів, кварцевих та кварц-польовошпатових сієнітів [57, 139, 207]. Авторами [207] такі варіації складу вмісних пояснюються різним ступенем олуговування. Дані вмісні гранітоїди містять ксеноліти двопіроксенових кристалосланців.

В об'ємі певної групи порід Октябрьського масиву, зокрема габро, перидотитами, піроксенітами, олівінітами мають місце поступові переходи як між ними так і до порід рами [207]. Для цієї ж групи основних-ультраосновних порід характерна прихована розшарованість, яка обумовлена зміною складів плагіоклазів та піроксенів в напрямку від периферії масиву до центру. Не рідко текстура габро смугаста завдяки мономінеральним виокремленням (фракціонуванню) титанавгіту і плагіоклазу, подовженість мінералів паралельна смугастості [207].

В габро спостережені полікристалічні, частіше ізометричні, агрегати олівіну. В деяких з них зерна олівіну розміщені радіально-променисто [207]. Для габро Октябрьського масиву характерно переважання натрію над калієм, що свідчить про генетичну спорідненість цих різновидів порід з сублужними

породами масиву. Зазначене підтверджує і вік габро, подібний до інших порід – 1,8 млрд років [207].

Лужні сієніти Октябрського масиву текстурно-структурно неоднорідні: масивні, сланцюваті, гнейсовидні, трахітоїдні, від дрібно- до крупнозернистих. Сланцюватість виражена однаковою орієнтацією всіх породоутворювальних мінералів сієнітів, незалежно від розмірності зерен. Гнейсовидні різновиди містяться як включення в середньозернистих сієнітах [207].

Із темноколірних мінералів лужних сієнітів, частіше це, амфібол, або піроксен, рідше біотит та олівін. Ідіоморфізм цих мінералів оберненопропорційний кількості лужного польового шпату (ЛПШ) й розмірам його зерен. В даних сієнітах широко варіює вміст кварцу; інколи зустрічають графітовмісні сієніти [207]. ЛПШ змінний за складом, частіше це – мікроклін-пертит, також зерна взаємного проростання мікрокліну і альбіту та є зональні й гомогенні зерна складу мікрокліну або альбіту [207].

Олівінвмісні різновиди сієнітів є включеннями в піроксенвмісних. Склад піроксену варіює від титанфероавгіту до егірін-геденбергіту. Амфіболи й біотити сієнітів – двох різновидів. Залізистість сієнітів та їх мінералів підвищується в напрямку від ендоконтакту масиву – до внутрішньої його частини. Вмісти Р і Ті – навпаки зменшуються в зазначеному напрямку.

За Волковою Т.П. [19] існуюча в Приазов'ї рідкіснометалева спеціалізація рідких вузлів і полів пов'язана з кількістю етапів та інтенсивністю проявлення тектоно-магматичних активізацій, які направлені на сепарацію і багатостадійне концентрування рідкісних елементів.

Будову маріуполітів в південній частині Октябрського масиву було нами описано в Розділі 2. Коротке викладення цих даних таке: структурні малюнки (структурно-текстурні ознаки) маріуполітів відповідають принциповій схемі здвигової зони, де є лінійні складові та субкільцеві (овалоїдні). Перші з них формуються за умов здвигу стиснення і представлені смугастими, гнейсоподібними тілами маріуполітів, другі представлені округлими й лінзоподібними тілами складу маріуполітів. Та чи інша складова таких тіл (ядро,

обрамлення, хвіст) сформовані різними і певними мінеральними агрегатами. Отже, геологічні тіла складу маріуполітів є синздвиговими утвореннями, що формувалися завдяки перекристалізації первинного субстрату за умов нерівномірного розподілу тектонічного тиску. При цьому, структурні малюнки мезо-мікрорівня є тотожними таким малюнкам макрорівня (рис. 3.36, 37).

На рис. 3.38 приведені дані зміни вмісту U, Th в гранітоїдах та супракрустальних утвореннях Приазовського мегаблоку УЩ в залежності від їх віку та етапу структурно-речовинних перетворень. Із даних на графіку слідує, що з кожним етапом таких перетворень вмісти U й Th в гранітоїдах збільшуються при зменшенні вмісту Th в супракрустальних утвореннях мегаблоку.

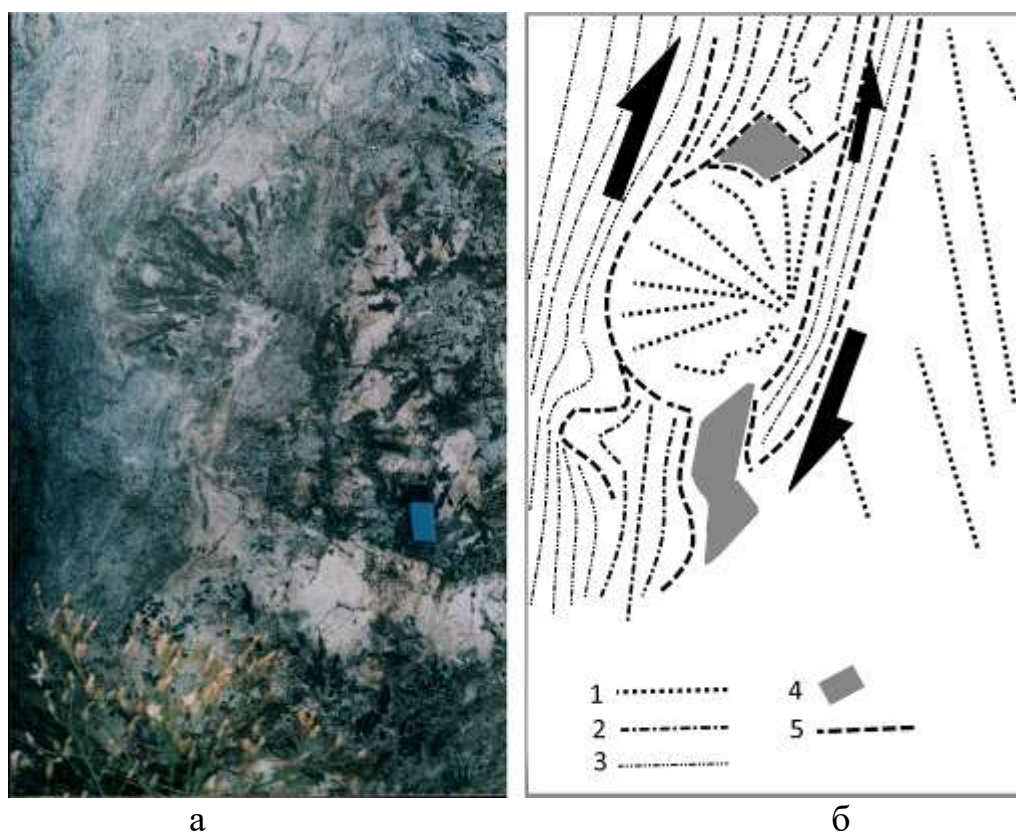


Рис. 3.37. Структурний малюнок маріуполітів здвигу-ротації (а – фото, б – зарисовка) та його подібність до структурних малюнків макрорівня (рис. 3.36). 1 – 3 – генералізоване зображення мезоструктур (смугастість, сланцюватість): 1 – крупнозернистих агрегатів маріуполітів, 2 – середньозернистих, 3 – дрібнозернистих; 4 – суттєво мономінеральні агрегати альбітитового складу, що маркують приздвигові тіні тиску; 5 – межі різнозернистих агрегатів маріуполітів та відповідно складових структурного малюнку різного режиму становлення. Стрілки – напрями здвигових переміщень на час формування структурного малюнку маріуполітів. Зріз вертикальний, майже поперечний простяганню пакетів маріуполітів

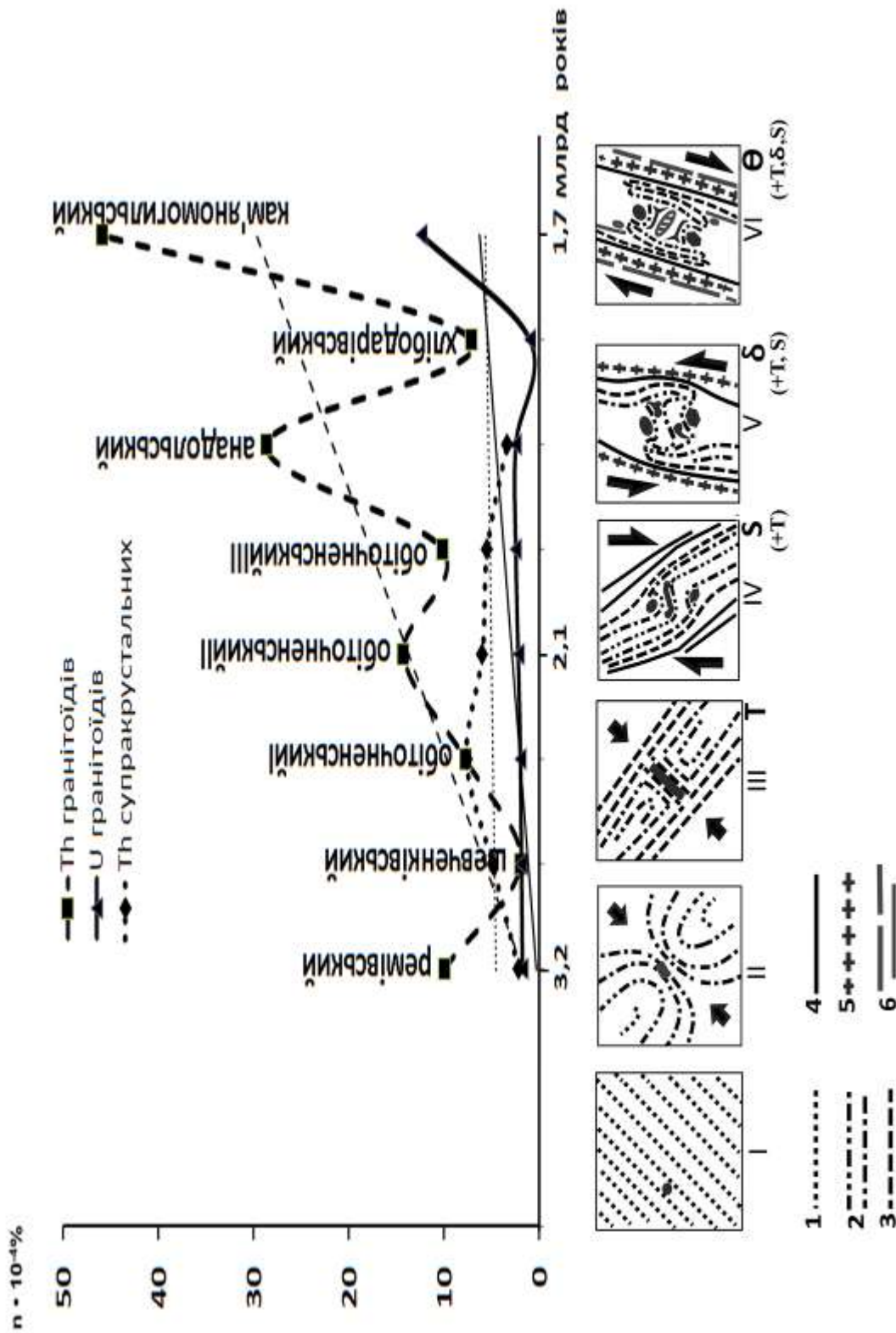


Рис. 3.38. Зміна вмісту U, Th в гранітоїдах та супракристалних утвореннях Приазовського мегаблоку (за даними [72, 177]) в залежності від їх віку та, відповідно, етапу структурно-речовинних перетворень. Останні та становлення при цьому рудоперспективних структур показані в нижньому ряді. 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. Над графіками – назви генерацій гранітоїдів. Прямі лінії – тренди вмісту

Узагальнення. Октябрський масив сублужних порід є внутрішнім овалоїним сегментом S-лінзоподібного макротіла, яке сформоване закономірно поєднаними масивами Хлібодарівським, Октябрським, Анадольським. Внутрішня будова Октябрського овалоїда луската, зумовлена згідним перемежуванням речовинно строкатих й близьких за віком субкільцевих тіл-складових. Всі зазначені тіла-складові, в свою чергу, сформовані мезо-мікроструктурами, такими як смугастість та сланцюватість, які згодні між собою для всіх петрографічних різновидів геологічних тіл. Рудні тіла досліджуваного фрагменту УЩ підпорядковані структурному малюнку об'єкта на всіх рівнях його організації.

Тобто, геологічні тіла-складові Октябрського масиву сублужних порід, від макро- до мікрорівня, високовпорядковані, одностемні, самоподібні на всіх рівнях організації, сформовані різко диференційованою речовиною. Зазначене засвідчує про сумісне й взаємозалежне формування і розвиток структурних форм та їх речовинного наповнення. Така досконала будова й всепроникна кореляція описаних вище атрибутів досліджуваного об'єкта вказують на наявність під час його формування тектонічного керівного параметра, за [16, 18, 42, 77, 112, 157, 173, 199, 212, 249, 274, 275]. А саме, приведені факти свідчать, що всі без винятку породні різновиди геологічних тіл в об'ємі середовища, що відповідає Октябрському масиву були неодноразово (що відбивається в генераціях структур, породоутворювальних мінералів та ін.) задіяні здвиговими переміщеннями у супроводі речовинних перетворень. Такі трансформації відбувались впродовж усієї докембрійської й фанерозойської історії приазовської частини УЩ та реалізувались, що найменше, за одинадцять етапів. Здвигові перетворення здійснювались при зміні напрямків тектонічних напружень (описано в Розділі 2) на фоні, переважно, поступового зниження Р-Т значень середовища. Зокрема, для першого з етапів тектонічні трансформації відбувались в умовах гранулітової фації метаморфізму, третього – амфіболітової, п'ятого – зеленосланцевої. Більш пізні тектонічні перетворення, переважно, реалізувались за умов нульового метаморфізму. Такі перетворення кожного з етапів

провокували поглиблення структурної та речовинної переробки субстрату.

Завдяки багатоетапності та різнонаправленості деформаційних процесів в межах досліджуваної частини УЩ первинні морфологія та наповнення даного об'єму геологічного середовища є знищеними. Теперішню його будову можна визначити як гібридна дислокаційна макроструктура S-лінзоподібного типу. Вона сформована масивами сублужних порід Хлібодарівським, Октябрьським, Анадольським. Сучасний структурний малюнок цієї макроструктури, від макро- до мікрорівня організації, підпорядкований субмеридіональному структурному плану. Каркас останнього створено геологічними тілами віком $\sim 2,0$ та $1,8$ млрд років, тому остаточне оформлення ідентифікованої макроструктури прив'язуємо до зазначеної часової мітки. За нашими даними, це 4-й та 5-й етапи структурно речовинних перетворень кристалічного фундаменту.

Власне Октябрьський масив в макроструктурі S-лінзоподібного типу займає позицію внутрішньолінзового рола, що виникають завдяки прокручуванню (у супроводі формування геологічних тіл при перекристалізаційних явищах) на ділянках відносного розуцільнення при неодноразових здвигових трансформаціях.

Опираючись на все зазначене та дані щодо закономірних змін вмісту U-, Th- від найдревніших із відомих вмісних утворень до наймолодших (рис. 3.38), вважаємо, що U-, Th-перспективні об'єкти Східного Приазов'я формувалися як і вмісні утворення в процесі декількох етапів структурно-речовинних трансформацій докембрійського фундаменту. А саме, формування U-, Th-рудних тіл Східноприазовського блоку відбувалося синхронно з вмісними нерудними тілами, в одних і тих же геолого-динамічних умовах, а саме, в декілька етапів структурно/речовинних перетворень кристалічної основи за здвигових деформацій. Тобто, рудна речовина вилучалась з кристалічної основи, трансформувалась разом компонентами вмісних, переміщувалась й набувала нових речовинно/просторових форм, прилаштовуючись до P-T й кінематичних умов, провокованих неодноразовими тектонічними імпульсами. Отже, тип рудних проявів, що розглядався можна визначить як тектоно-метаморфічний.

Пошукові перспективи Приазовської дислокаційної системи на уран, торій, рідкісні землі та деякі інші корисні копалини. Із всього вищезначеного в даному підрозділі, слідує, що становлення рудних геологічних тіл (відомих і прогнозованих) відбувалося взаємозалежно з нерудними вмісними тілами, тобто також у декілька етапів дислокаційних (структурно-речовинних) перетворень докембрійської основи. Провідними механізмами були орієнтована перекристалізація та перерозподіл речовини у здвигових умовах. Тому, рудні тіла як такі, що структурно й речовинно еволюціонували синхронно з нерудними тілами, внаслідок зазначеного, є закономірними складовими структурного малюнку Приазовського мегаблоку (рис. 3.39 – 42). Тобто, займають в цьому малюнку певні, в геолого-кінематичному відношенні, комірки. Це складові частини структурного малюнку, де на час його остаточного становлення (палеопротерозой) панували умови відносно понижених деформаційних тисків. Такими є ті складові малюнку, які в плані виражені як геологічні тіла серповидних та плитоподібних конфігурацій. Детальніше, це протерозойські синздвигові (динамометаморфічні) тіла, де перші з них, не рідко, дугоподібно оконтурюють більш древні утворення та є вихороподібними тілами з субвертикальною головною віссю; другі — займають місце міжбудинних перетинок. Всі вони, за нашими даними, є дислокаційними структурами четвертого із виділених етапів динамо-метаморфічних трансформацій фундаменту. Зазвичай більшістю дослідників, серпоподібні утворення інтерпретуються як синкліналі, синклінальні складки [65, 80, 185, 194, 250, 279 та ін.]; плитоподібні — як дайки, або ж як більш молодша генерація геологічних тіл відносно розлінованих порід палеопротерозою (структур-будинаж). Отже, на рис. 3.39, 40 нами показані зеленим кольором (на рис. 3.39 – одинарною штриховкою) вже відомі рудовмісні структури, за [65, 120, 177, 178, 207, 279], червоним (рис. 3.39, 40, 42) (на рис. 3.41 – перехресна штриховка) – прогнозовані.

Всі зазначені нами дугові й плитоподібні фрагменти, як відомі так і прогнозовані, структурного малюнку Західноприазовського блоку доповнюючи одні одних створюють характерні для приздвигових новоутворень форми.

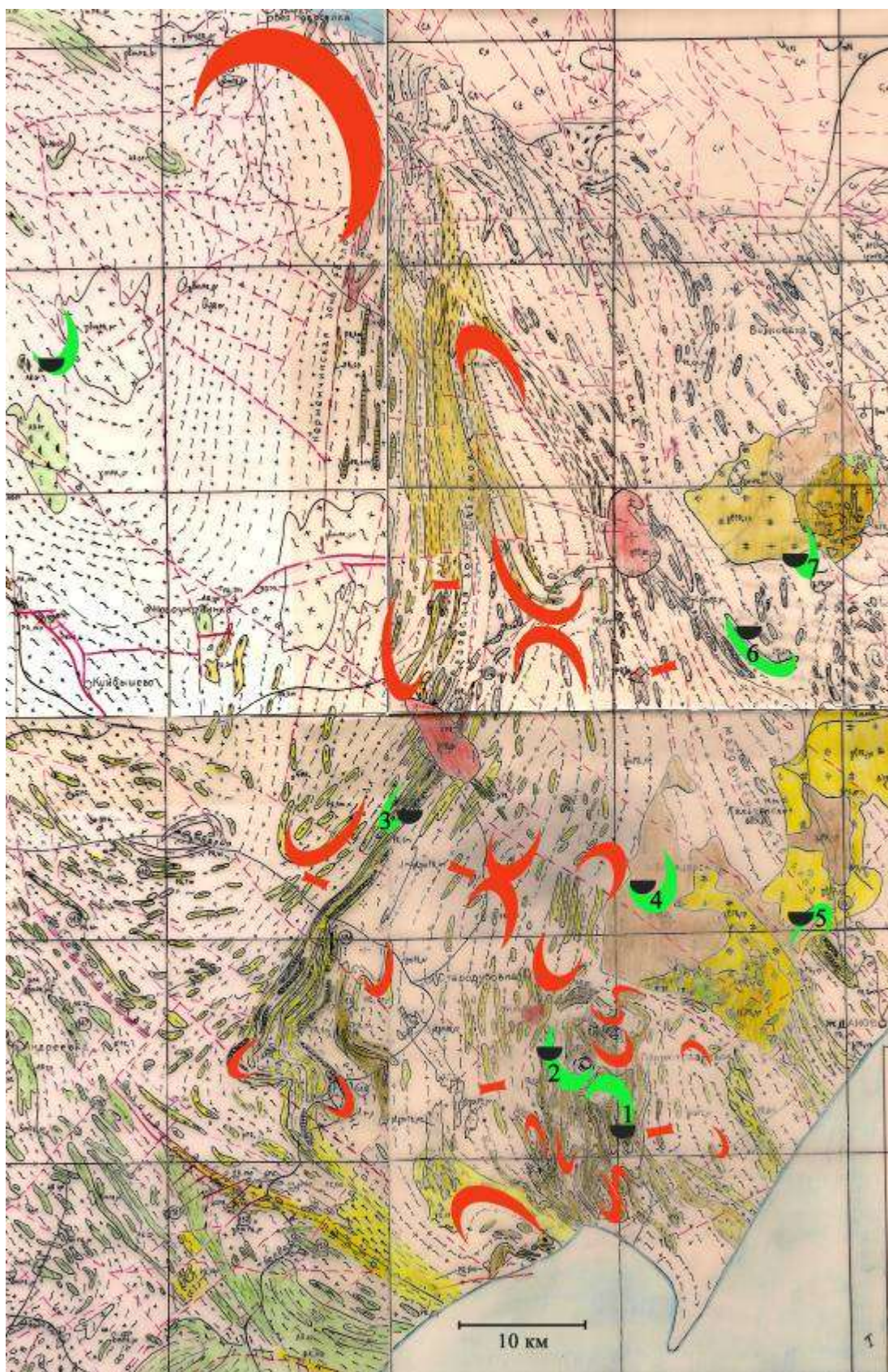


Рис. 3.39. Карта рудоперспективних структур Мангуської зони на основі [25], зелені структури — відомі, червоні — прогнозовані: 1 — Первомайська, 2 — Дем'янівська, 3 — Темрюцька, 4 — Володарська, 5 — Старокримська. З залученням даних [65, 120, 207, 279 та ін.]

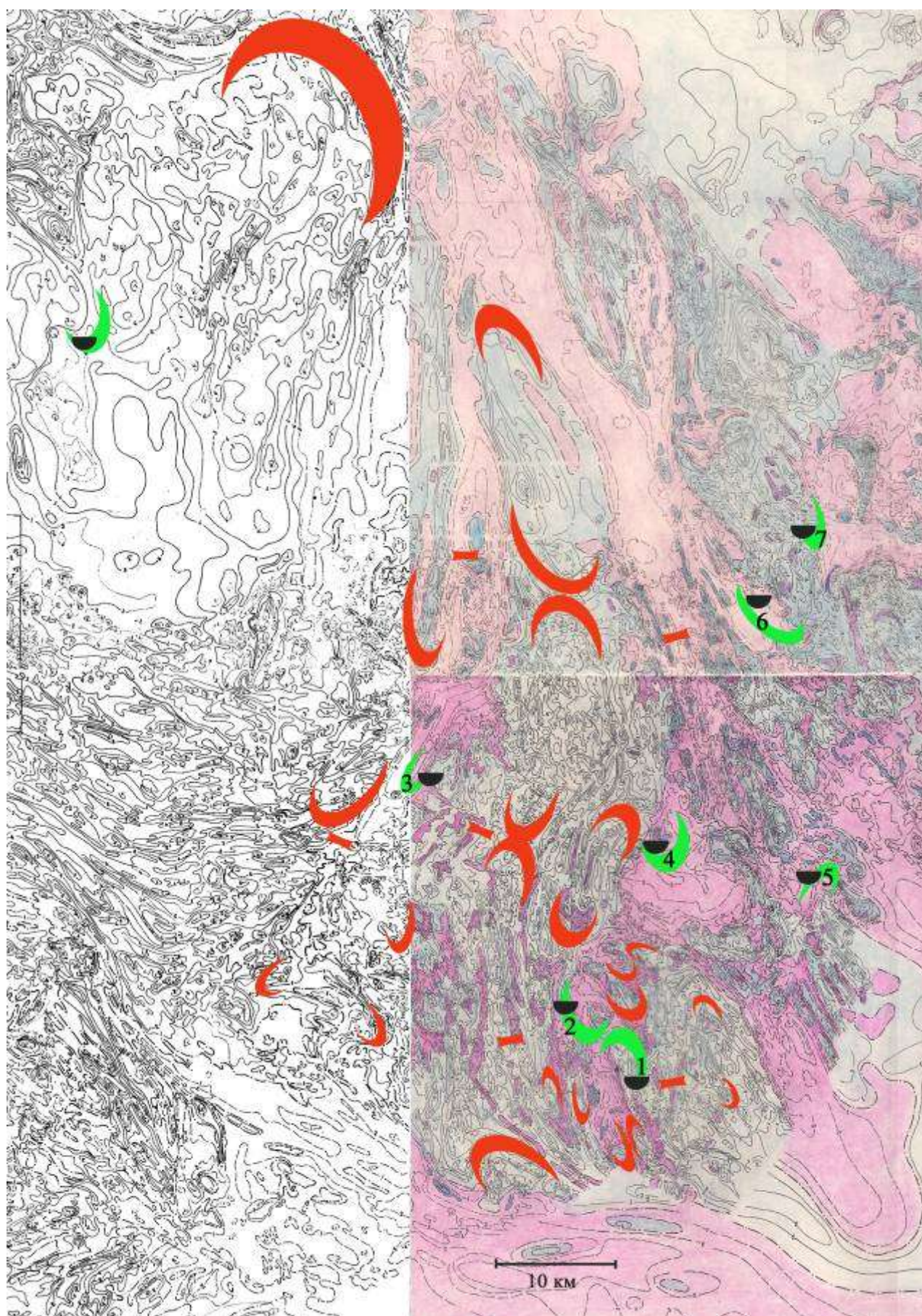


Рис. 3.40. Карта рудоперспективних структур Мангуської зони на основі [83]. Умовні позначки ті ж, що на рис. 3.39

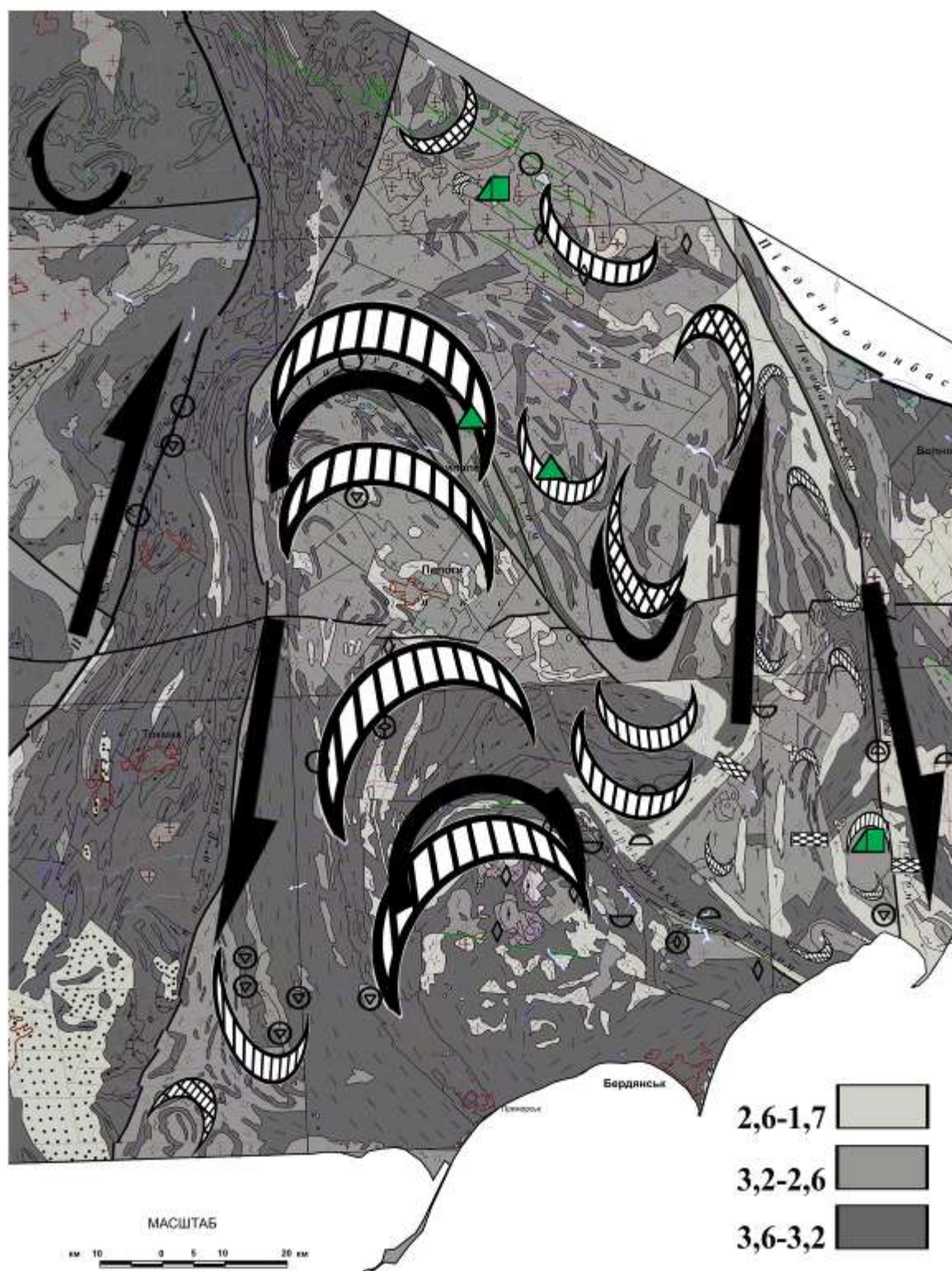


Рис. 3.41. Модель створення рудоперспективних структур макрорівня на палеопротерозойський час приазовської частини УЩ. Відомі – одинарна штриховка, прогнозовані – перехресна. Моделі древніших етапів відповідають дислокаційним утворенням етапів I – IV на рис. 2.105. На основі [90] з залученням даних [65, 120, 207, 279 та ін.] із доповненнями автора. Внизу праворуч – вікова шкала в млрд роках. Інші умовні позначки див. вище

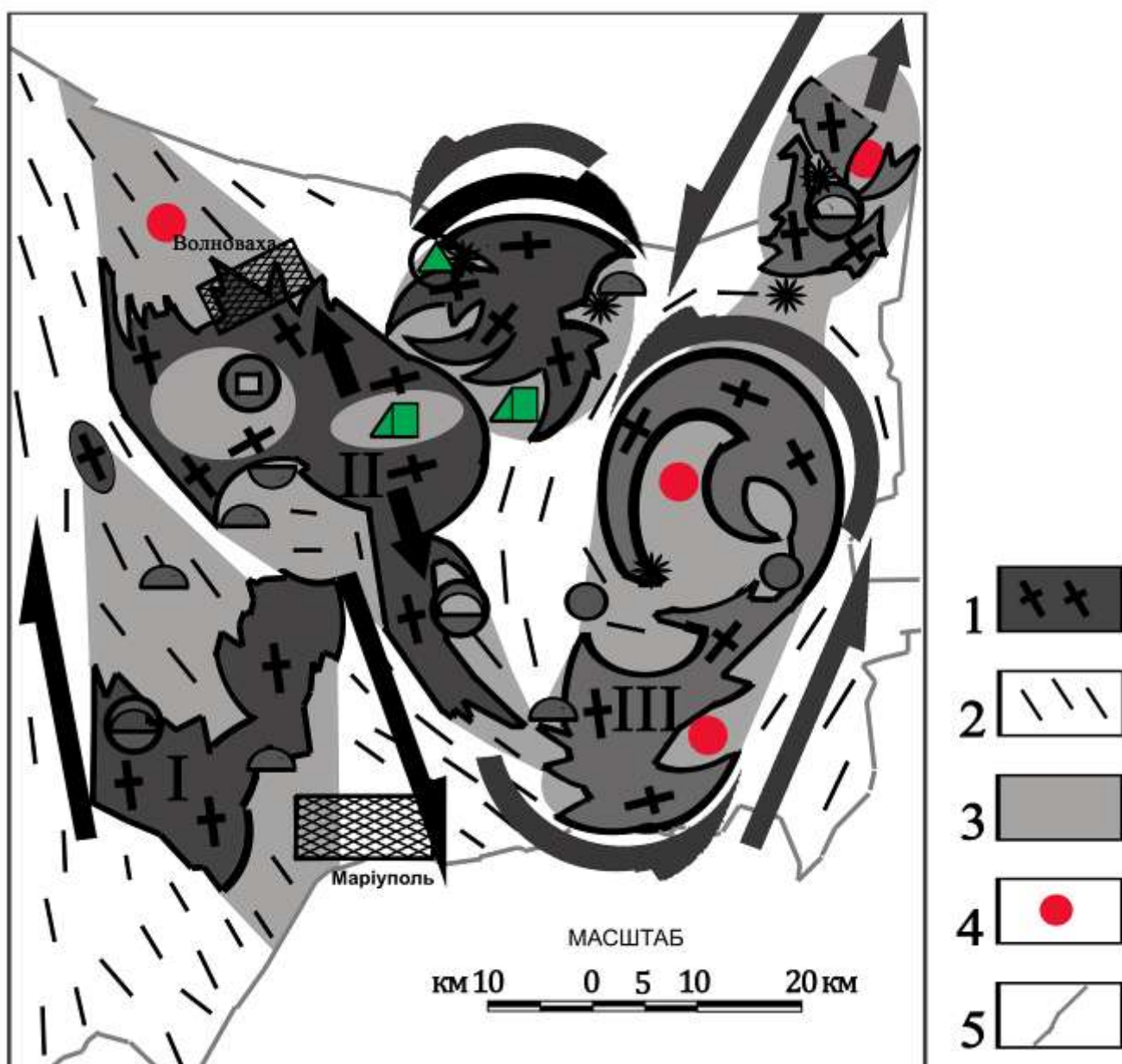


Рис. 3.42. Структурний малюнок Східноприазовського блоку УЩ і модель його становлення (як результат декількоетапних трансформацій) та місце в ньому рудних об'єктів. На основі карти [90]. 1 – обриси масивів: I – Володарсько-Кременівський (Південно-Кальчицький), II – Хлібодарівський+Октябрьський+Анадольський, III – Талаковський+Греко-Олександрівський (Сланчицький); 2 – вмісні метаморфіти з анізотропією, що виражена сланцюватістю та смугастістю; 3 – приздвигові тіні тиску на час становлення масивів та 4 – прогнозовані рудоперспективні ділянки в їх межах; 5 – контури щита. Позначення корисних копалин за [120, 207]. Структурний малюнок даного рівня організації подібний малюнкам мезорівня (рис. 2. 110-112, 3.37). Чорні стрілки – напрямки зміщення на час ~ 2,0 млрд років тому, сірі ~ 1,8

Як дугові так і плитоподібні структури формуються завдяки перерозподілу породоутворювальних й рудних елементів в умовах нерівномірного розподілу деформаційних тисків при здвигових трансформаціях в декілька тектонічних імпульсів. Отже, речовинно є глибоко диференційованими сегментами Приазовської частини УЩ. Об'єм при цьому перегрупованих руд за даними [167] може досягати 50% з покращенням їх якості. Дугові сегменти зони формуються між здвиговими площинами завдяки вихревидному скручуванню товщ й набувають лійко-спіралеподібних форм [16, 18, 42, 77, 112, 157, 173, 199, 212, 249, 274, 275]. Родигін О. [192] такі структури ідентифікує як приздвигові „завертыши”, Гінтов О. [39], як структури підвороту пластів. Не рідко, подібні структури є ∞ - подібних форм, що свідчить про неодноразову переміну здвигових напрямків. Області виклинювання серпоподібних макротіл є найбільш перспективними [198, 199] щодо розшуку нових покладів корисних копалин. Плитоподібні сегменти зони створюються шляхом заповнення простору при розтягу/роз'єднанні тіл, що супроводжує деформації здвигу [39, 203, 251]; за цими авторами, це Т-структури.

Приуроченість рудних тіл до певних структурних позицій – приздвигових тіней тиску в протерозойському структурному малюнку досліджуваної частини УЩ, вважаємо провідним пошуковим критерієм.

Висновки до Розділу 3

1. Будову мегаблоків та шовних зон УЩ уточнено, як гібридні дислокаційні макроструктури, що формувалася в декілька етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту за суттєво здвигових трансформацій при зміні напрямків тектонічних напружень на фоні зниження Р-Т параметрів геологічного середовища. Остаточна будова мегаблоків й шовних зон оформилася в нижньому протерозої, адже в сучасному структурному малюнку УЩ виражена геологічними тілами палеопротерозойського віку.

2. Уран-торій вмісні об'єкти УЩ містяться в підзонах овалоїдних тіл

палеопротерозойського структурного малюнку. Всі вони як закономірні складові зазначеного малюнку, є гібридними, ієрархічними, високовпорядкованими дислокаційними структурами, які формувалися в декілька тектонічних імпульсів, шляхом структурних й речовинних перетворень первинного субстрату.

3. Уран-торій вмісні об'єкти УЩ сформовані геологічними тілами декількох більш високих рангів та генерацій. На кожному з рівнів (від макро-, до мікрорівня організації об'єкту) ці тіла відтворюють приздвигові структурні малюнки.

Рудні геологічні тіла всіх рівнів організації є закономірними складовими цих малюнків, вмісти U й Th зростають з кожною генерацією структурно-речовинних новоутворень, найбільш суттєві їх концентрації приурочені до палеопротерозойського структурного плану (який є результатом п'ятох етапів тектоно-метаморфогенних трансформацій кристалічного фундаменту). Отже рудні об'єкти пройшли ту ж історію формування, що і вмісні. Тому рудоперспективні тіла займають певні структурні комірки в палеопротерозойському структурному малюнку – приздвигові тіні тиску. Таку приуроченість вважаємо за провідний пошуковий критерій (рис. 3.43).

4. Генезис рудних покладів, в межах досліджуваних об'єктів, відповідає тектоно-метаморфічному типу. Тобто рудна речовина вилучалась з порід кристалічної основи, перетворювалась (разом з нерудними компонентами), переміщувалась, та набувала нових речовинних і просторових форм, пристосовуючись до відповідних Р-Т й кінематичних умов, провокованих тектонічними імпульсами, яких відомо не менше десяти. Перші п'ять з них реалізувались у в'язко-пластичних умовах (до 1,8 млрд. років тому), інші в пружно-крихких.

Опираючись на приведені вище дані, виведено універсальну модель структурної еволюції метаморфогенних комплексів УЩ у зв'язку з формуванням рудоперспективних структур (рис. 3.43, 44).

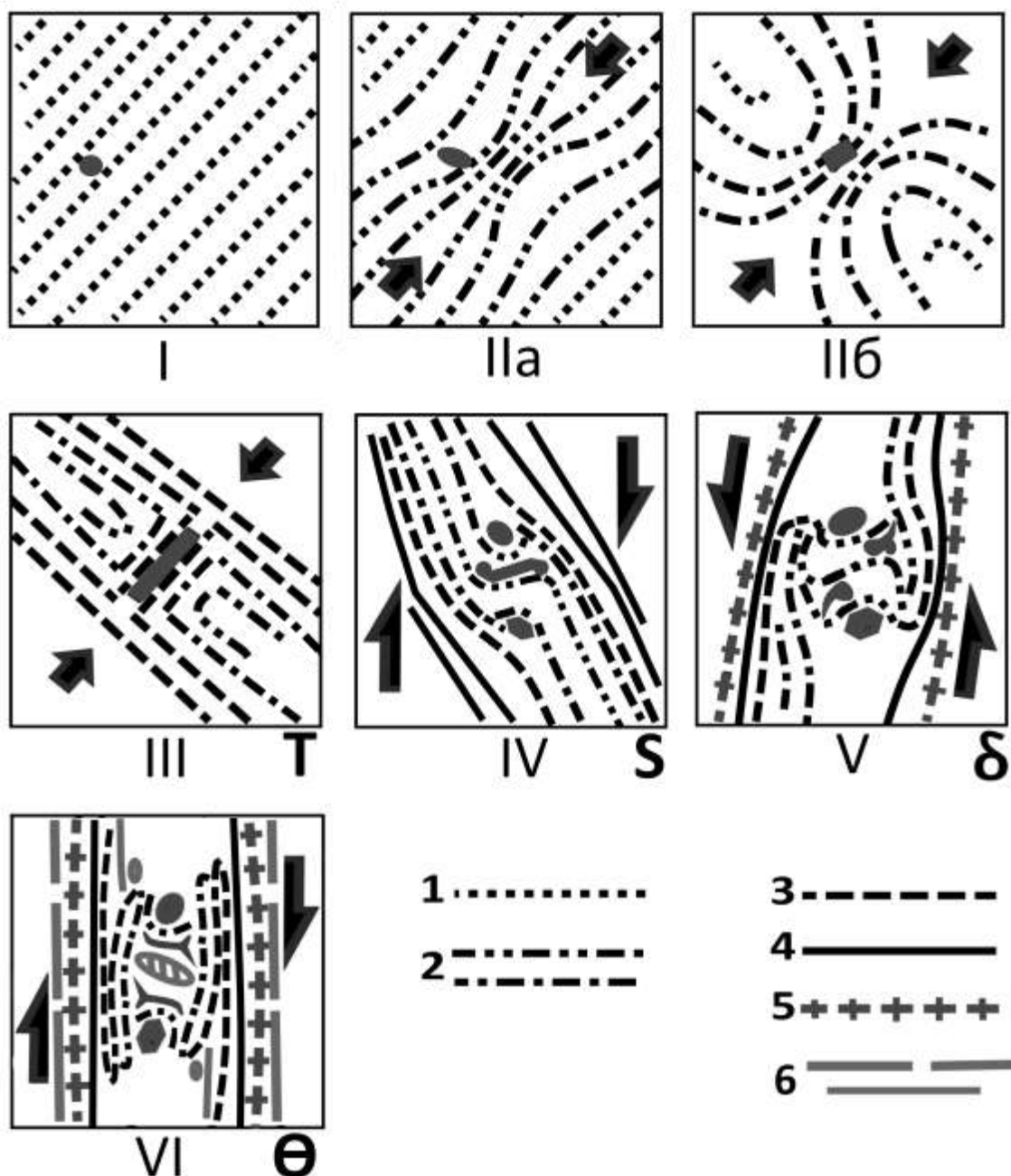


Рис. 3.43. Універсальна модель структурно-речовинної еволюції структурного малюнку та становлення одиночної рудоперспективної структури УЩ. I – VI – етапи формування структурного плану УЩ на час: 2,8 млрд років (IIб), 2,0 млрд років тому (IV). 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану. Т, S, δ та Θ – типи рудоперспективних структур. Сірі багатокутники, овали та каплеподібні фігури – власне рудні тіла

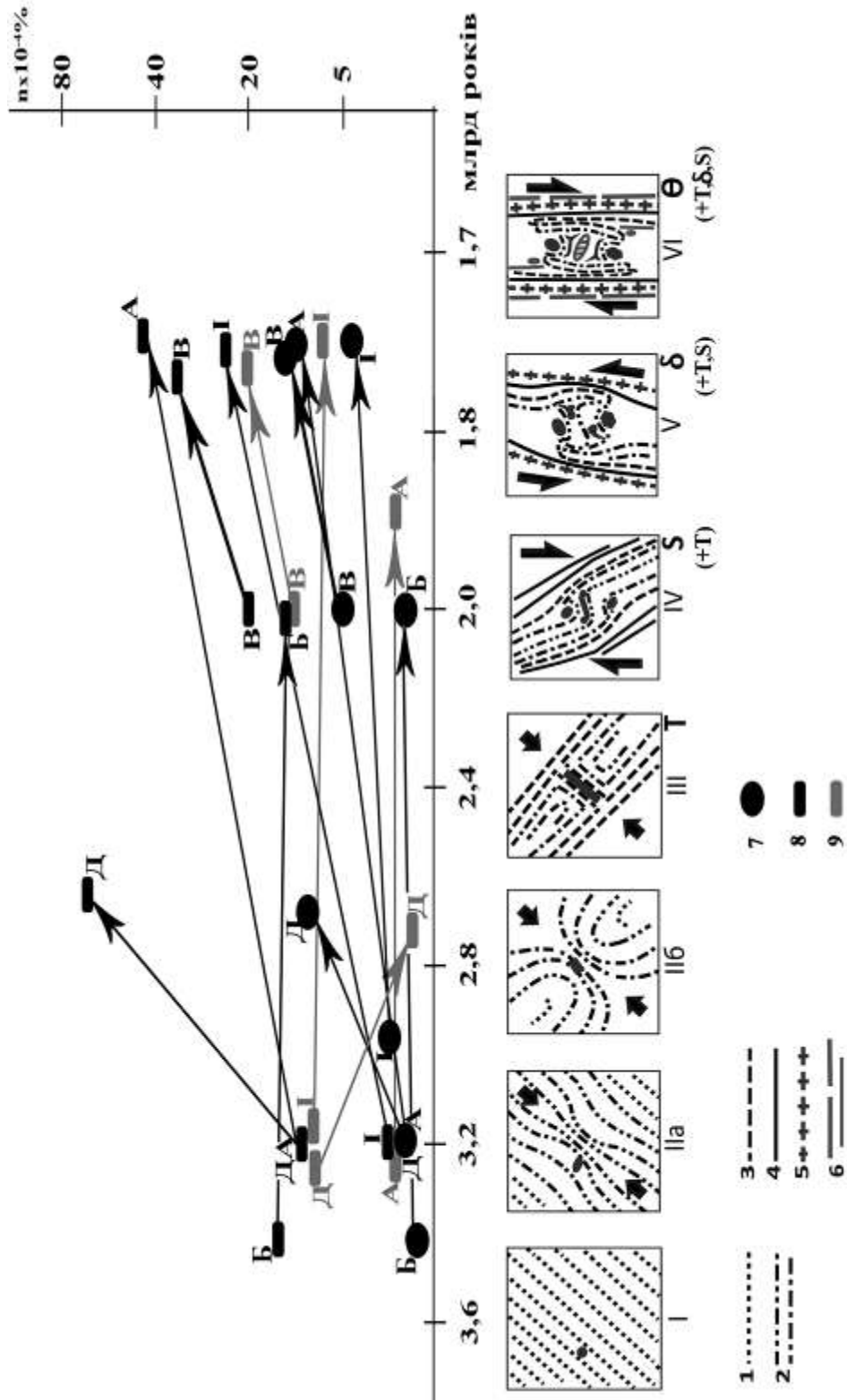


Рис. 3.44. Модель структурно-речовинної еволюції структурного малюнку і становлення одиночної рудоперспективної структури УЩ (внизу). Вверху супровідна зміна вмісту U й Th в гранітоїдах та супракрустальних породах УЩ ([72, 177]). 1 – 6 площинні структури, що утворені на відповідних етапах розвитку структурного плану; вмісти: 7 – U в гранітоїдах, 8 – Th в гранітоїдах, 9 – Th в супракрустальних утвореннях. Позначення мегаблоків: В – Волинський, Б – Дністровсько-Бузький; І – Інгульський, Д – Середньопридніпровський, А – Приазовський. Т, S, δ та θ – типи рудоперспективних структур. Сірі багатокутники, овали та каплеподібні фігури – власне рудні тіла. Інші позначення див. вище.

ВИСНОВКИ

Становлення структурних планів мегаблоків та шовних зон Українського щита відбувалося сумісно й взаємозалежно – в декілька етапів структурно-речовинних перетворень кристалічної основи за суттєво здвигових трансформацій при змінах напрямків тектонічних напруг та Р-Т умов прояву. Нами виділено сім таких етапів, з залученням даних попередників їх відомо до 11-ти. Структурно-речовинні перетворення фундаменту перших п'яти етапів реалізувалися в діапазоні Р-Т умов від гранулітової до епідот-амфіболітової – зеленосланцевої фації (узагальнююча табл.). З кожним таким етапом формувалися структурно-речовинні новоутворення, які накладаючись одні на інші, створили гібридний структурний малюнок. Найбільш тотально проявилися структурні й речовинні трансформації четвертого та п'ятого із виділених етапів з формуванням субмеридіональних суттєво здвигових зон. Їх структурно-речовинний остов палеопротерозойського віку. Перетворення більш пізніх етапів (пізньопротерозойські й фанерозойські), які переважно, відбувалися в холодних умовах, сприяли обмеженню площі складчастої кристалічної основи у вигляді ділянки виходів докембрію в межах СЄП, провокували в її середовищі тектонічні активізації, але значно не змінили сформований в палеопротерозої структурний план, а лише підсилили його структурну та речовинну зональність.

Отже, будова Українського щита є сумарним ефектом тектоно-метаморфічних трансформацій докембрійського субстрату, які відбувалися впродовж як докембрійської так і фанерозойської геологічної історії його формування. В докембрійський час панувала в'язко-пластична тектоніка, в фанерозої – пружно-крихка. В результаті, структура УЩ представлена як закономірна комбінація різновікових, не раз активізованих здвигових зон (сполучення тектонічних потоків, перетину меланжів). Більш ранні із них для більш пізніх є висхідним субстратом [123].

Остаточний структурний план Українського щита сформовано в палеопротерозої, він відповідає суттєво здвиговій дислокаційній системі. Рівень

тектонічного тиску, того чи іншого дислокаційного етапу, контролював інтенсивність деформаційного процесу, що обумовило різницю в будові мегаблоків, також шовних зон і мегаблоків УЩ. Індикаторами кінематики й Р-Т умов деформацій є певні речовинно-структурні парагенезиси, індивідуальні для кожного із тектонічних імпульсів.

Палеопротерозойські здвигові зони (як складові дислокаційної системи) сформовані з підзон лінійних та овалоїдних тіл. І ті й інші є композитними утвореннями, адже сформовані більш високоранговими геологічними тілами різновікових порід докембрію. Між собою зазначені підзони різняться будовою, ступенем структурно-речовинних перетворень субстрату та геолого-динамічними умовами остаточного становлення. Підзони лінійних тіл – субмеридіонального простягання й субвертикального падіння, це шовні зони УЩ й прилеглі до них крайові частини мегаблоків. Ці складові палеопротерозойських здвигових зон є, відносно, інтенсивно зміненими (структурно й речовинно перетвореними) фрагментами кристалічного фундаменту. Вони в палеопротерозойському структурному плані УЩ відповідають таким, що остаточно сформувалися в режимі транспресії (здвигу-стиснення). Шовні зони УЩ фактично є епіцентрами субмеридіональної палеопротерозойської лінеаризації. Остання хвилеподібно розповсюджувалася в напрямку від центральних частин шовних зон до центральних частин мегаблоків. Тому центральні частини мегаблоків УЩ, або овалоїдні складові здвигових зон (внутрішні частини мегаблоків й шовних зон) є, відносно, слабо зміненими фрагментами фундаменту, що в різній мірі уціліли від ранньопротерозойської лінеаризацій й створювалися завдяки розлінзуванню, роз'єднанню при дії здвигових напруг у супроводі прокручування окремих сегментів кристалічної основи. Завдяки таким трансформаціям сформовані масиви центральної частини Інгульського мегаблоку; також Салтичанська, Гуляйпільська структури Приазовського мегаблоку; Літинська, Липовецька, Шаргородська й інші субкільцеві структури Подільського блоку; куполи і їх обрамлення Середньопридніпровського мегаблоку; «глиби й виступи» шовних зон. Всі вони мають риси серединних і вихрових масивів.

Кожен імпульс здвигу-ротації, як для лінійних так і для овалоїдних складових системи, супроводжувався утворенням нових породних тіл.

З кожним етапом структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту геолого-динамічний статус складових (лінійних й овалоїдних тіл) здвигових зон змінювався.

Докембрійські дислокаційні структури всіх генерацій, від макро-, до мікрорівня, формують суттєво здвигові структурні малюнки. Досліджувані рудні тіла (зокрема U-, Th- вмісні) всіх ієрархічних рівнів є закономірними складовими таких структурних малюнків на відповідних рівнях організації. А саме, рудоносні тіла мають морфологію й елементи залягання аналогічні вмісним геологічним тілам; займають T-, S-, Θ - структурні позиції у вищевідзначених структурних малюнках; такі ознаки рудних й вмісних тіл як геохімічні спеціалізації, кількість генерацій малих структурних форм, рудних й породоутворювальних мінералів є близькими.

Вміст U й Th зростає з кожною генерацією структурно-речовинних новоутворень (від палеоархейських до палеопротерозойських), тоді коли у вміщуючих породах навпаки – зменшується. Найбільш суттєві концентрації U й Th приурочені до палеопротерозойського структурного плану, який сформувався на п'ятому етапі еволюції кристалічного фундаменту. Отже, рудні тіла пройшли ту ж історію формування – сформовані завдяки тому ж багатоактному тектонічному процесу (здвигу/ротації), що і породоутворювальні мінерали, агрегати та тіла вмісних. Звідси, U-, Th-рудні тіла є високовпорядкованими тектоно-метаморфогенними утвореннями. Тому вони займають закономірні структурні комірки в протерозойському структурному плані УЩ – T-, S-, Θ - позиції, що маркують приздвигові тини тиску. Зазначене вважаємо провідним пошуковим критерієм.

Виведено універсальну модель структурної-речовинної еволюції метаморфогенних комплексів УЩ й взаємопов'язане з цим становлення рудоперспективних структур (рис. 3.43, 44). Вона може бути застосованою для різних мегаблоків та їх рівнів організації.

Структурно-вікова шкала дислокаційної тектоніки Українського щита

Індекс етапу	Р-Т умови прояву	Процеси структурно-речовинних перетворень	Провідні дислокаційні структури	Малі тектонічні структури	Геологічне середовище	Вікові репери млн р.
D ₁₁	Епізона	Підкидо-здви́ги, скидо-здви́ги, скидо-насуви	Геоблоки, лінійні та кільцеві розломи	Брекчії, глинисті мілоніти, бластомілоніти, бластокатаклазити	Четвертинні відклади — докембрійські	0-2
D ₁₀	Епізона + мезозона	Надвиги, підкидо-здви́ги у супроводі метасоматозу	Геоблоки, сіткоподібний меланж поліміктового складу	Брекчії, глинисті мілоніти, бластомілоніти, бластокатаклазити та супутні їм метасоматити	Верхньонеогенові відклади — докембрійські	2-5
D ₉		Надвиги, підкидо-здви́ги у супроводі меланжу та метасоматозу	Сіткоподібний меланж поліміктового складу	Катаклазити, мілоніти, бластомілоніти, ультрамілоніти, псевдотакхіліти та супутні їм метасоматити	Нижньопалеогенові відклади — докембрійські	55-65
D ₈		Насуви у супроводі меланжу та колізійного магматизму	Сіткоподібний меланж поліміктового складу	Глинисті мілоніти, катаклазити, брекчії, бластокатаклазити, також супутні їм метасоматити – аргілізити, пропіліти	Ранньопермські відклади — докембрійські	260-250
D ₇	Епізона + зеленосланцева	Рифтогенез, сколювання та мілонітизація	Крихкі розломи та пов'язані з ними блокові структури, рифти, зони сколу	Крихкі тріщини та борошністі мілоніти	В різній мірі задіяні всі більш древні утворення, найбільш значуще – крайові частини УЩ	400-350
D ₆		Грабено-, горстоутворення, брекчіювання, мілонітизація	Грабени, горсти, зони сколу	Кліваж, структури брекчіювання, та мілонітизації		≈1000
D ₅	Епідот-амфіболітова, зеленосланцева	Спрямований порфіробластез, розлінзування, будинаж	В'язкі сингранітизаційно-гнейсуваті та кліважні розломи, меридіонального до північно-східного простягань.	Смугастість синтектонічного порфіробластезу, розлінзування, в'язкий кліваж, будинаж, S-складки	Гранітоїди південнокальчицького, кам'яногогільського, корсунь-новомиргородського й коростенського комплексів та більш давні утворення	1900-1700
D ₄	Епідот-амфіболітова	Речовинна диференціація у супроводі спрямованої перекристалізації	Сингранітизаційні й кристалізаційно-сланцюваті в'язкорозломні зони субмеридіонального простягання	Вторинна сингранітизаційна смугастість, мезорозлінзування, гнейсуватість	Тетерівська, інгуло-інгулецька, криворізька серії, більш древні утворення. Обіточненський, салтичанський, кіровоградський, житомирський та ін. комплекси.	2000-2200
D ₃	Амфіболітова	Речовинна диференціація, вторинна мігматизація, спрямована перекристалізація, в'язка переорієнтація	В'язкорозломні зони вторинної мігматизації, сланцюватої й гнейсуватої течій північно-західного простягання	Вторинні монокліналі, структури розлінзування, вторинного розшарування, мігматична смугастість, сланцюватість та гнейсуватість	Центральноприазовська, осипенківська, бузька, конкська серії й древніші товщі. Шевченківський, мокромосковський, інгулецький, літинський та ін. комплекси.	2800-2600
D ₂	Грануліт-амфіболітова	Односпрямована перекристалізація та формозміна	В'язкі кристалізаційно-сланцювато-гнейсуваті розломи	Кристалізаційна й порфіробластична сланцюватість, гнейсуватість переважно широтного простягання	Аульська серія й пов'язані з нею гранітоїди. Більш древні утворення	≈3200
D ₀₋₁	Гранулітова	Мігматизація	Зони тектонічної синмігматичної смугастості	Мігматична смугастість північно-східного простягання	Дністровсько-бузька, західноприазовська серії, новопавлівська товща та пов'язані з ними гранітоїди.	3400 і більше

Наукове значення роботи полягає у встановленні закономірностей внутрішньої структурно-речовинної організації УЩ та рудовмісних об'єктів в його межах. Зазначені закономірності полягають в наступному. Докембрійський структурний план УЩ сформовано підзонами лінійних та овалоїдних геологічних тіл, які формувалися спільно в декілька етапів структурних й речовинних трансформацій докембрійського фундаменту, але в різних геолого-динамічних умовах. Рудоперспективні об'єкти є високовпорядкованими приздвиговими дислокаційними структурами, які створювалися взаємозалежно з вмісними геологічними тілами та приурочені до підзон овалоїдних тіл структурного плану УЩ. Останній був усталений в палеопротерозої й відповідає суттєво здвиговій дислокаційній системі. Отримані нові геолого-структурні дані служать необхідним вихідним матеріалом для вдосконалення динамічної моделі рудогенезу U і Th у високометаморфізованих комплексах УЩ.

Практичне значення отриманих результатів. На основі: складених структурно-вікових шкал і поетапних структурно-динамічних моделей формування мегаблоків УЩ; впровадженої схеми опису докембрійських рудних об'єктів відповідно принципу ієрархічності геологічних структур й побудованих моделей становлення окремих U, Th-перспективних об'єктів встановлені закономірності структурно-речовинної організації докембрійського плану УЩ й рудовмісних об'єктів. Зокрема, що рудні тіла всіх ієрархічних рівнів є закономірними складовими суттєво здвигових парагенезисів й займають T, S, Θ та δ -структурні позиції палеопротерозойських здвигових зон. Такі закономірності можуть бути використані при прогнозуванні та пошуках нових промислових концентрацій U і Th, також при виділенні найбільш перспективних ділянок у межах конкретних рудопроявів. Зокрема, приведені вище ознаки щодо структурного контролю зруденінь рекомендовано для впровадження в практику геолого-розвідувальних робіт, як один з базових критеріїв пошуку металевих корисних копалин. Зазначене підтверджено на конкретних ділянках і зафіксовано у вигляді окремих науково-дослідних розробок (що підтверджено п'ятьма актами впроваджень, додаток А) для КП «Кіровгеологія» та ДП «СхідГЗК».

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Альошін В.І.* Еволюція структур і рудоносність розломних зон Приазовського блоку Українського щита : дис. докт. геол. наук : 04.00.01 / Альошін В. І. – Донецьк, 2009. – 322 с.
2. *Артеменко Г.В.* Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей : дис. докт. геол. наук : 04. 00. 02. / Артеменко Г. В. – Київ, 1998. – 435 с.
3. *Артеменко Г.В.* Особенности гранитоидного магматизма в Гуляйпольской гранит-зеленокаменной структуре (Приазовский мегаблок УЩ) / Г.В. Артеменко, И. А. Самборская, И. А. Швайка // Мин. журн. – 2010. – №4. – С. 63–76.
4. *Балаганский В.В.* Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое : дис. докт. геол.-мин. наук : 25.00.01 / Балаганский В.В. – Апатиты, 2002. – 326 с.
5. *Белевцев Р.Я.* Генезис и термодинамическая эволюция внешних геосфер / Р.Я. Белевцев. // Геофиз. журн. – 2012. – Т.34, № 2. – С. 49–59.
6. *Белевцев Р.Я.* Дифузионный массоперенос при метаморфизме в докембрии / Р.Я. Белевцев, В. С. Дудко, А.Р. Белевцев. – Киев: Наук. думка, 2001. – 203 с.
7. *Белевцев Р.Я.* Термодинамика и генетическая эволюция докембрийских гранитоидов Украинского щита / Р.Я. Белевцев // Эволюция докембрийских гранитоидов / [Белевцев Р.Я., Мельник Ю.П., Дудко В.С. и др.] – Киев: Наук.думка, 2008. – С. 35-46.
8. *Берзенин Б.З.* К петрологии Мокромосковского массива / Б. З. Берзенин, В. М. Кичурчак. // Геол. журн.. – 1978. – №5. – С. 132–135.
9. *Бобров О.Б.* Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита / О.Б. Бобров, А.О. Сіворонов, Б.І. Малюк // Зб. наук. праць Укр. геологорозвід. ін-ту. – Київ : УкрДГРІ, 2002. – № 1/2. – 46-68.
10. *Блох А.М.* Имитация с помощью ультразвука процесса метаморфогенного обезвоживания и мобилизации вещества / А.М. Блох, К.С. Аكوпова //

- Региональный метаморфизм и метаморфогенное образование / [Белевцев Я.Н., Мельник Ю.П., Щербань И.П. и др.] – Киев: Наук.думка, 1984. – С. 60 – 70.
11. Васильченко В.В. Чарнокитоиды Восточного Приазовья / В.В. Васильченко, В.А. Киселев, В.Н. Загнитко // Геол. журн. – 1992. – № 1. – С. 27 – 34.
12. Венедиктов В.М. Полициклическое развитие гранулитовой фации / В.М. Венедиктов. – Киев: Наукова думка, 1986. – 268 с.
13. Веремьев П.С. Структура докембрия Среднего Побужья, история и механизм ее возникновения / П.С. Веремьев // Геол.журн. – 1972. – Т.32. вып. 6. – С. 28 – 38.
14. Веремьев П.С. Геологическая структура докембрийских образований и закономерности ее образования в западной части Украинского щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. –мін.наук : спец. 04.00.04 "Геотектоніка" / Веремьев П.С. – Київ, 1993. – 33 с.
15. Верховцев В.Г. Новітні платформні геоструктури України та динаміка їх розвитку : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.01 "Загальна і регіональна геологія" / Верховцев В.Г. – Київ, 2008. – 36 с.
16. Викулин А.В. Физика Земли и геодинамика / А.В. Викулин. – Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им.Витуса Беринга, 2009. – 463 с.
17. Вік формування порід Новоукраїнського масиву / Л.М. Степанюк, О.М. Андрієнко, Т.І. Довбуш, В.К. Бондаренко. // Мін.журн. – 2005. – Т 27, № 1. – С. 44–50.
18. Внутренняя геодинамика / [Л.М. Плотников, Г.М. Беляев, Г.В. Дитмар и др.]. – Ленинград: ВСЕГЕИ, 1972. – 106 с.
19. Волкова Т.П. Геолого-геохімічні критерії оцінки рідкісно-металевих родовищ у лужних комплексах Приазов'я: автореф. дис. на здобуття вч. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.11 "Геологія металевих і неметалевих корисних копалин". Київ, 2004. – 27 с.
20. Гаценко В.О. Ільменіт-біотитові амфіболіти Чемерпільської структури Середнього Побужжя / В.О. Гаценко, Ю.О. Литвиненко // Мін.журн. – 2010. – Т.32, №4. – С.86 – 98.

21. *Генезис* и прогнозирование золотого и уранового оруденения в докембрии Украинского щита / [Р. Я. Белевцев, А. Р. Белевцев, С. Д. Спивак та ін.]. // Пошукова та екологічна геохімія. – 2011. – №1. – С. 66–78.
22. *Генезис* та вік циркону із «латівського» горизонту криворізької серії Українського щита / О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, І.С. Паранько, О.М. Пономаренко, Л.В. Шумлянський, Б.Дьюйм // *Минерал.Журн.* – 2011. – т. 33, №1, - С. 30-40.
23. *Генерационный анализ акцессорного циркона* / И.В. Носырев, В.М. Робул, К.Е. Есипчук, В. И. Орса. – Москва: Наука, 1989. – 203 с.
24. *Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины* / [Я.Н. Белевцев, В.В. Коваль, А.Х. Бакаржиев, В.А. Анисимов, В.Г. Баташов и др.]. – Киев: Наук. думка, 1995. – 396 с.
25. *Геологическая карта докембрия восточной части Украинского щита (территория Большого Кривого Рога) и палеозойских (допермских) образований северного склона щита и зоны сочленения с Донбассом, 1: 200 000* / Сост. Ю.Б. Бабков, А.Г. Батурина, М.Н. Доброхотов и др. Под ред. М.Н. Доброхотова, Ю.Ю. Юрка. Мин-во геологии УССР, Киев – 1972. 12 л.
26. *Геологическая карта кристаллического основания Украинского щита. Масштаб 1:500 000* / [Н. П. Щербак, В. П. Ключков, В. Г. Пастухов та ін.]. – Киев: МинГеоУССР, 1983. – 9 с.
27. *Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт масштаба 1:100 000. Объяснительные записки* / [Л.С. Галецкий, Б.А. Горлицкий, Л. А. Кипнис та ін.]. – Киев, 1984.
28. *Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита* / [А. В. Анциферов, Е.М. Шеремет, Е.Б. Глевасский и др.]. – Донецк: Вебер, 2008. – 305 с.
29. *Геолого-геофизическая модель Криворожско-Кременчугской шовной зоны Украинского щита* / [Н.Я. Азаров, А.В. Анциферов, Е.М. Шеремет и др.]. – Киев: Наукова думка, 2006. – 195 с.

30. Геолого-геофизическая модель Немировско-Кочеревской шовной зоны Украинского щита / [А.В. Анциферов, Е.М. Шеремет, К.Е. Есипчук и др.]. – Донецк: Вебер, 2009. – 253 с.
31. Геолого-геоэлектрическая модель Орехово-Павлоградской шовной зоны Украинского щита / [Н.Я. Азаров, А.В. Анциферов, Е.М. Шеремет, Е.Б. Глевасский и др.]. – Киев: Наукова думка, 2005. – 190 с.
32. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / [Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий и др.]. – Киев: Наукова думка, 1989. – 140 с.
33. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей) / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. – Киев: Наук.думка, 2005. – 241 с.
34. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (протерозой) / Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. – Киев: Наук.думка, 2008. – 240 с.
35. Гзовский М.В. Основы тектонофизики / М.В. Гзовский. – Москва: Наука, 1975. – 536 с.
36. Гинтов О. Б. Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения / О.Б. Гинтов, С.В. Мычак // Геофиз. журн. – 2012. – Т. 34, № 3. - С. 84–91.
37. Гинтов О. Б. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80–1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов / О.Б. Гинтов, С.В. Мычак. // Геофиз. журн. – 2014. - Т. 36, № 4. – С. 24–36.
38. Гинтов О.Б. Коростенский сложный плутон как гигантская кольцевая тектоно-магматическая структура / О. Б. Гинтов, Р.П. Патрикян, А.И. Тимощенко. // Геол. журн. – 1974. – 34, Вып. 3. – С. 73–81.
39. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины / О. Б. Гинтов. – Киев: Фенікс, 2005. – 568 с.
40. Гинтов О.Б. Субботско-мошоринский этап деформирования земной коры Украинского щита / [О. Б. Гинтов, М. И. Орлюк, С. В. Мычак и др.]. // Геофиз.

журн. – 2008. Т. 30, № 6. – С. 23 – 38.

41. *Горяинов П.М.* Геологическая самоорганизация и когерентные структуры (к проблеме корректности геологических реконструкций) / П.М. Горяинов, Г.Ю. Иванюк. // Вестник ВГУ, серия: Геология. – 2006. – № 2. – С. 38–49.

42. *Горяинов П.М.* Самоорганизация минеральных систем / П.М. Горяинов, Г.Ю. Иванюк. – Москва: Геокарт, 2001. – 315 с.

43. *Горайнов С.В.* Иерархия резкостных геологических тел / С.В. Горайнов. – Харьков: Фенікс, 2001. – 564 с.

44. *Гранитоиды Украинского щита.* Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник / [К.Е. Есипчук, В.И. ОРСА, И.Б. Щербаков и др.]. – Киев: Наук. думка, 1993. – 231 с.

45. *Гранулитовая фация Украинского щита* / [Р.Я. Белевцев, Б.Г. Яковлев, Т.Г. Щербакова и др.]. – Киев: Наук. думка, 1985. – 219 с.

46. *Державна геологічна карта України.* М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. L-36-VI (Запоріжжя), L-37-I (Пологи) / [А.А. Петренко, В.О. Шпильчак, А.І. Некряч та ін.]. – Київ: Державна Геологічна служба, КП «Південукргеологія», Дніпропетровська КГП, 2004.

47. *Державна геологічна карта України.* М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. L-36-XXXIV (Жовті Води), L-36-IV (Кривий Ріг) / [В.В. Захаров, А.В. Мартинюк, Ю.М. Токар та ін.]. – Київ: Державна Геологічна служба, КП «Південукргеологія», Криворізька КГП, 2002.

48. *Державна геологічна карта України.* М-б 1:200 000. Центральноукраїнська серія. L-37-VIII (Маріуполь), L-37-IX (Таганрог) / [Б.В. Бородиня, І.Л. Князькова, Т.Я. Іваненко та ін.]. – Київ: Державна служба геології та надр України, УкрДГРІ, КП «Південукргеологія», 2012.

49. *Державна геологічна карта України.* Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. М-36-ХТХ (Біла Церква), М-36-ХХУ (Умань). – Київ : Державна геологічна служба, Північне державне регіональне геологічне підприємство “Північгеологія”, 2006. – 165 с.

50. *Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. М-35-XXIII (Бердичів). Карти та пояснювальна записка* / [С.С. Деркач, В.Г. Зенько, С.В. Лафінчук та ін.]. – Київ: ПДРГП «Північгеологія», 2002. – 6 л, 105 с.
51. *Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000, Центральноукраїнська серія. М-36-XXXI (Первомайськ). Карти та пояснювальна записка* / [В.М. Ключков, Я.П. Білинська, Ю.М. Веклич та ін.]. – Київ: Державний комітет природних ресурсів України, УкрДГРІ, 2004.
52. *Дибровское редкоземельно-уран-ториевое месторождение в Приазовском мегаблоке Украинского щита* / [В.А. Семка, А.Н. Пономаренко, С.Н. Бондаренко та ін.]. // *Геохімія та рудоутворення*. – 2010. – № 28. – С. 48–76.
53. *Донской А.Н. Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива* / А.Н. Донской. – Киев: Наук.думка, 1982. – 152 с.
54. *Дудник В.А., Корчевагин В.А., Панов Б.С. Особенности внутренней структуры Сорокинской тектонической зоны (Западное Приазовье)* // *Наук. праці ДонДТУ. Серія гірничо-геологічна*. – Донецьк, 2001. Вип. 23. С. 53-57.
55. *Егоров Д.Г. Структурно-вещественные признаки самоорганизующихся систем в железорудных месторождениях Кольского полуострова : автореф. дис. на соискание науч. степени канд. геол. наук : спец. 04.00.11 "геология металлических и неметаллических полезных ископаемых"* / Егоров Д. Г. – Санкт-Петербург, 1994. – 23 с.
56. *Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии* / Н. А. Елисеев. – Ленинград: Наука, 1967. – 258 с.
57. *Елисеев Н.А. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья* / Н. А. Елисеев, В. Г. Кушев, Д.П. Виноградов. – М., -Л.: Наука, 1965. – 204 с.
58. *Ениколопян Н. С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением* / Н.С. Ениколопян, А.А. Мхитарян, А.С. Карагезян. // *ДАН СССР*. – 1986. – т. 288, № 3– С. 657–660.
59. *Єнтін В.А. Щодо геофізичної обґрунтованості мегаблокового принципу районування для стратиграфічної кореляції докембрійських утворень*

Українського щита / В.А. Єнтін, Л.М. Шимків // Мінеральні ресурси України. – 2004. – № 1. – С. 12–13.

60. Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля. Отв. ред. Ю.Ю. Юрк. Авт.: Зарицкий А.И., Каныгин Л.И., Кирикилица С.И., Лебедев Ю.С., Левенштейн М.Л., Лучинская Г.Л., Полуновский Р.М., Сухицкая Н.Я., Харагезов М.К. – М.: Недра, 1974. – 150с.

61. Железисто-кремнистые формации Украинского Щита. Том I. Отв.ред Н.П. Семененко. Авторы: Ладиева В.Д., Бордунов И.Н., Бойко В.Л., Кутин В.В., Струева О.М., Рябоконь С.М., Половко Н.И. и др. – К.: Наук. думка, 1978. – 327 с.

62. Заїка-Новацький В. С. Региональная текстура катазоны и условия ее образования / В. С.Заїка-Новацький / Тектонофаціальний аналіз и его роль в геологии, геофизике и металлогении // [А.А. Абдулин, Е.И. Паталаха, В. И. Фомичев и др.]. – Алма-Ата: АН КазССР, 1989. – С. 80-81.

63. Заїка-Новацький Г. Вулкано-тектонічний комплекс Середнього Наддніпров'я / Г. Заїка-Новацький, Л. Осьмачко // Актуальні проблеми геології України: наук. конф. професорсько-викладацького складу геологічного факультету, 16–17 травня 2000 р.: – Київ, 2000. – С. 16.

64. Заїка-Новацький Г. В. Структурна еволюція ранньодокембрійських комплексів Українського щита та проблеми їх геологічного картування / Г.В. Заїка-Новацький. // Вісник. Геологія. ВПЦ “Київський університет”. – 2000. – №18. – С. 19–21.

65. Закономерности образования и размещения урановых месторождений Украины / [Я.Н. Белевцев, Б.И. Горошников, Г.И. Каляев и др.]. – Киев: Типография МВД УССР, 1968. – 763 с.

66. Закономерности образования метаморфических комплексов Украинского щита и его обрамления: отчет ИГФМ АН УССР; рук. Н.П. Семененко. Киев, 1970. 5 кн. № ГР 68044213.

67. Занкевич Б. О. Складчатые структуры месторождений Кривбасса / Б. О. Занкевич. – Київ: Препр. АН УССР ИГФМ, 1986. – 65 с.

68. *Занкевич Б.О.* Структурна еволюція Криворізько-Кременчуцької залізорудної зони Українського щита у протерозої : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.11 "геологія, пошук і розвідка рудних і нерудних родовищ; металогенія" / Занкевич Б. О. – Київ, 1996. – 46 с.

69. *ЗВІТ* по НДР: Обґрунтування межі архей-протерозой в окремих блоках Українського щита на основі геолого-стратиграфічних, петролого-геохімічних і геодинамічних досліджень (№ ДР 0102U000538) / Пономаренко О.М., Єсипчук К.Ю., Грінченко О.В., Лісна І.М., Шумлянський Л.В., **Осьмачко Л.С.**, Гаценко В.О. – Київ: ІГМР НАН України, 2007. – 253 с.

70. *Звіт* про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIV (Сквира) за 1998-2003р.р. Геологічна будова та корисні копалини басейну верхів'я р. Рось. В 7 книгах 2 папках / Зюльцле В.В., Виходцев М.К., Дорковська З.М. та ін. – Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна геологічна служба, Північне державне регіональне геологічне підприємство "Північгеологія", Правобережна геологічна експедиція, 2003.

71. *Звіт* про науково-дослідну роботу "Комплексні структурно-геологічні, мінералого-петрографічні й ізотопно-геохімічні дослідження з метою виділення і обґрунтування шовних зон Українського щита і погодження їх з результатами аерокосмічних досліджень" (0106U008933) / Шербак М.П., Пономаренко О.М., Єсипчук К.Ю., Лісна І.М., **Осьмачко Л.С.**, Гаценко В.О., Янченко В.П. – Київ: ІГМР НАН України, 2011. – 122 с.

72. *Звіт* про НДР «РОЗРОБКА ТА ВДОСКОНАЛЕННЯ МЕТОДОЛОГІЧНИХ ЗАСАД ПОШУКУ, РОЗВІДКИ ТА ОЦІНКИ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ УРАНОВИХ І ТОРІЄВИХ РУД». (№ ДР 0111U001181). Наук. керівники: Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов. Виконавці: В.Г. Верховцев, Р.Я. Белєвцев, М.О. Ярощук, М.П. Семенюк, П.І. Діденко, Ю.М. Деміхов, Ю.О. Фомін, К.Г. Сущук, **Л.С. Осьмачко** та ін. Київ, ДУ «ІГНС НАН України», 2015. – 444 с.

73. *Иванушко А. С.* Особенности складчатой структуры нижнего докембрия Украинского щита / А.С. Иванушко. – Киев: Наук. думка, 1980. – 150 с.

74. *Ісаков Л.В.* Геолого-структурні закономірності формування полів гранітних пегматитів Східноукраїнської пегматитової області: Дис. докт. геол. наук: спец. 04.00.01 “Загальна та регіональна геологія”. Дніпропетровськ, 2009. 362 с.
75. *Ісаков Л.В.* Послідовність формування гранітоїдних комплексів Середньопридніпровської та Західноприазовської мегаструктур Українського щита з позицій плюм-тектоніки / Л.В. Ісаков, І.С. Паранько, В.В. Сукач // Збірник тез Міжнародної наукової конференції «Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту», 16-17 вересня 2014 р. – Київ: ІГМР, 2014. – С. 60-61.
76. *Казаков А.Н.* Нижнеархейские комплексы западной части Среднего Приднепровья и их складчатость / А.Н Казаков., Г.В. Заика-Новацкий // Структурные исследования в областях раннего докембрия. – Ленинград: “Наука”, 1989. – С. 203-216.
77. *Казаков А.Н.* Структурная эволюция метаморфических комплексов / А. Н. Казаков, Ю. В. Миллер, В. Л. Дук. – Ленинград: Наука, 1977. – 159 с.
78. *Казанский В.И.* Древние тектониты Кировоградской зоны разломов / В.И. Казанский, А.В. Кузнецов, К.В. Прохоров // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1970, №12. – С. 3-14.
79. *Калашиник Г.А.* Глибинні фактори формування промислових родовищ урану Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.01 "Загальна та регіональна геологія". Київ, 2013. – 40 с.
80. *Каляев Г.И.* Гранітизація і тектоніка (проблеми взаємозв'язку) / Г.И. Каляев // Геол. журн. – 1970, Т. 30, вип. 2. – С. 70-81.
81. *Каляев Г.И.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины / Г.И. Каляев, Е.Б. Глевасский, Г.Х. Димитров. – К.: Наук. думка, 1984. – 240 с.
82. *Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции / Г. И. Каляев. – Киев: Наукова Думка, 1965. – 189 с.
83. *Карты аэромагнитной съемки Украинского щита, масштаб 1: 200 000* / – Киев: Мин-во геологии УССР, 1980. – 15 л.

84. Кирилюк В. Еволюція поглядів на тектонічний розвиток фундаменту Українського щита / В. Кирилюк. // Геолог України. – 2006. – №1. – С. 71–79.
85. Кирилюк В.П. О стратотипических районах и стратотипах докембрия западной части Украинского щита / В.П. Кирилюк // Геол. журн. – 1986. - № 2. – С. 36 – 46.
86. Кіктенко В.Ф. Про новий масив мікроклінових гранітів у південно-східній частині Середнього Придніпров'я / В.Ф. Кіктенко, В.І. ОРСА, Н.М. Токаренко. // Доповіді АН УРСР. – 1977. – № 6, серія Б. – С. 497–500.
87. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа / А.Б. Кирмасов. – М: Научный мир, 2011. – 368 с.
88. Кировоградский мантийный диапир / Ю.П. Оровецкий, В.И. Старостенко, В.В. Науменко, Б.А. Николаенко. // Докл. НАН Украины. Сер.Б. – 1992. – №3. – С. 74–79.
89. Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых / [В.И. Старостенко, О.Б. Гинтов, Н.И. Попов, О.Ф. Макивчук, А.А. Трипольский]. – Киев: «Прастыи луды», 2013. – 499 с.
90. Кічурчак В.М. Геолого-формаційна карта південно-східної частини УЩ. М-б 1:500 000. / В. М. Кічурчак, П. Г. Пігулевський.: Мінохорони навколишнього природного середовища України. ДГП «Укргеофізика». ДГЕ «Дніпрогеофізика», 2003.
91. Кичурчак В.М. О разрезе сачкинской свиты центральноприазовской серии в северном обрамлении Дибровской структуры (Западное Приазовье) / В.М. Кичурчак, А.З. Бойко, Б.З. Берзенин // Геол.журн. – 1991. – № 4. – С. 101–107.
92. Клочков В.М. Кіровоградський орогенний пояс. Будова та еволюція / В.М. Клочков, Ю.К. Піяр, О.М. Шевченко // Мінерал. ресурси України. – 2006. – № 2. – С. 18–22.
93. Кобзар В.Н. Нижнепротерозойское осадконакопление и вопросы металлогении центральной части УЩ / В.Н. Кобзар. – К.: Наукова думка, 1981. – 103 с.

94. *Комаров А.Н.* Диафториты и натриевые метасоматиты Волынского блока / А.Н. Комаров, Ф.Я. Прытков. – К.: Наук. думка, 1980. – 140 с.
95. *Комаров А.Н.* Редкометальные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита / А.Н. Комаров, Л.А. Черкашин. – Киев: Наук. думка, 1991. – 179 с.
96. *Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита.* / [К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк та ін.]. – Київ: УкрДГРІ, 2004. – 30 с.
97. *Коростенский* плутон – петрогенезис, перспективы рудоносности, проблемы изоляции радиоактивных отходов / Р.Я. Белевцев, В.С. Дудко, С.Д. Спивак и др. // Минерал. журн. – 1996. – Т. 18, № 6. – С. 30 – 57.
98. *Кравченко Г.Л.* До питання про тектоніку Північного Приазов'я // Геол. журн. – 1965. – Т. XXV, вип. 3. – С. 56-65.
99. *Кравченко Г.Л.* Пороодообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 1. Островные силикаты / Г.Л. Кравченко // Минерал. журн. – 2003. – Т. 25, № 1. – С. 50 – 61.
100. *Кривдик С.Г.* Петрология щелочных пород Украинского щита / С.Г. Кривдик, В.И. Ткачук. – Киев: Наук. думка, 1990. – 407 с.
101. *Крутиховская З.А.* Глубинное строение и прогнозная оценка Украинской железорудной провинции / З.А. Крутиховская. – Киев: Наук.думка, 1971. – 206 с.
102. *Крутиховская З.А.* Исследование связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита / З.А. Крутиховская, В.Г. Пастухов, С.М. Подолянко // Геол. журн. – 1983. – 43, № 4. – С. 83-95.
103. *Кулиш Е.А., Покалюк В.В.* Стратиграфия и литология докембрийских метавулканитов новокриворожской свиты Криворожского железорудного бассейна. – Киев: Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования, 1993. – 65 с.
104. *Курепин В.А.* Геобарометр гранат+кордиерит+силлиманит+кварц и термодинамические условия образования кордиеритсодержащих гранитов и гнейсов Украинского щита / В.А. Курепин // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 6. – С. 38-47.

105. Курило С.І. Уран-свинцевий ізотопний вік монациту із двослюдяного граніту Мокромосковського масиву / С.І. Курило, Л.М. Степанюк, О.Б. Бобров та ін. // Мінерал. журн. – 2012. – 34, № 1. – С. 63–68.
106. Легкова Г. В. Закономірності зміни складу мінералів з докембрійських порід Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.20 "мінералогія, кристалографія" / Легкова Г. В. – Київ, 2006. – 31 с.
107. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. / Ф.А. Летников. – Новосибирск: Наука, 1992. – 230 с.
108. Ли Сы Гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. / Ли Сы Гуан. – Москва: Госгеолтехиздат, 1958. – 130 с.
109. Лобач-Жученко С.Б. Биотит-гранатовые гнейсы – результат структурно-метаморфической переработки древних тоналитов: состав минералов, характеристика и возраст процесса (Васильковский участок Орехово-Павлоградской шовной зоны) / С. Б. Лобач-Жученко, Ю. С. Егорова, А. В. Юрченко и др. // Минерал. журн. – 2009. – №1. – С. 3–10.
110. Лобач-Жученко С.Б. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) / С.Б. Лобач-Жученко, Л.М. Степанюк, А.Н. Пономаренко и др. // Мин. журн. – 2011. – № 1. – С. 3–14.
111. Лукиенко А.И. Структуры вторичного расслоения и стратификации гранитно-метаморфических образований докембрия Украинского щита (Факторы, механизмы и морфологические типы – по данным тектонофациальных исследований) / А. И. Лукиенко, Д. В. Кравченко // Тектонофациальный анализ и проблемы геодинамики. Памяти Е. И. Паталахи. / Ред. ак. Шнюков Є.Ф. – Киев: ОМГОР, 2008. – С. 189 – 209.
112. Лукієнко О.І. Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита / О.І. Лукієнко, Д.В. Кравченко, А.В. Сухорада. – Київ: ВПЦ «Київський університет», 2008. – 280 с.

113. *Лукієнко О.І.* Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу / О.І. Лукієнко. – Київ: ВПЦ “Київський університет”, 2002. – 367 с.
114. *Лукієнко О.І.* Дислокаційна тектоніка Сурозького золоторудного родовища з позицій тектонофаціального аналізу / О.І. Лукієнко, **Л.С. Осьмачко** // Вісник КНУТШ. Геологія. – 2001. – Вип. 20. – С. 5–8.
115. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере / А. В. Лукьянов. – Москва: Наука, 1991. – 144 с.
116. *Лысак А.М.* Гнейсово-амфиболитовая формация бассейна р. Базавлук (Украинский щит) / А.М. Лысак, А.А. Сиворонов // Геол. журн. – 1978. – 38, № 5. – С. 89–97.
117. *Ляшкевич З.М.* Метасоматиты Восточного Приазовья / З.М. Ляшкевич. – Киев: Наук. думка, 1971. – 202 с.
118. *Мельников В.С.* Трансформация твид-структуры ортоклаза в решетчатый микроклин / В. С. Мельников // Мин.журн. – 2005. – 27, № 2. – С. 9–31.
119. *Мельников В.С.* Генетическое значение инверсионного перехода санидин/микроклин. 1. Флюидный фактор в трансформации двойниковой структуры щелочных полевых шпатов / В. С. Мельников // Мин. журн. – 2009. – 31. – № 4. – С. 16-29.
120. *Металогенічна карта України. М-б 1:1000 000* / Редактор Д.С. Гурський, автори: В.А. Колосовська, В.А. Веліканов, А.С. Войновський, А.П. Волик, Л.О. Демехін. – Держгеолслужба України, 2002 – 6 л
121. *Метаморфизм Украинского щита* / И.С. Усенко, И.Б. Щербаков, Р.И. Сироштан [и др.] – К.: Наук. думка, 1982. – 308 с.
122. *Метаморфические и метасоматические комплексы Кировоградского блока Украинского щита* / [С. В. Горяйнов, В. Н. Бухтатый, Д. С. Горяйнов та ін.]. – Харьков: ЕКОГРАФ, 2004. – 173 с.
123. *Метаморфические и метасоматические комплексы Приазовья и Южного Донбасса* / [С. В. Горяйнов, В. В. Коренев, С. В. Аксенов та ін.]. – Харьков: Екограф, 2009. – 303 с.

124. *Метаморфические* и метасоматические комплексы Среднего Побужья / [С. В. Горяйнов, Д. В. Денисенко, О. А. Дивицкий та ін.]. – Харьков: Екограф, 2003. – 167 с.
125. *Метаморфогенное* рудообразование в докембрии. Геологические основы теории метаморфогенного рудообразования / [Я.Н. Белевцев, В.А. Буряк, Е.А. Кулиш и др.]. – Киев: Наук. думка, 1985. – 189 с.
126. *Миллер Ю. В.* Экспериментальное исследование структурной зональности, связанной с послойным сдвиговым течением / Ю. В. Миллер // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии / [И. В. Лучицкий, П. М. Бондаренко, В. И. Громин и др.]. – Москва: Наука, 1985. – С. 196 – 204.
127. *Михайлов В.А.* Деякі геолого-економічні проблеми уранодобуваючої промисловості світу / В.А. Михайлов, О.В. Грінченко // Вісник КНУТШ. Геол. – 2000. – Вип. 18. – С. 43-49.
128. *Михайлов Д.А.* Железистые кварциты докембрия — кладезь полезных ископаемых / Д.А. Михайлов. – Ленинград: Наука, 1989. — 63 с.
129. *Михницкая Т.П.* Стадии развития главных структурных элементов позднего протерозоя Украины / Т.П. Михницкая, У.З. Науменко // Тектоніка і стратиграфія. - 2009. - Вип. 36. - С. 10-16.
130. *Муди Д.Д.* Сдвиговая тектоника / Д.Д. Муди, Д.М. Хилл // Вопросы современной зарубежной тектоники. – Москва: Изд-во иностр. лит., 1960. – С. 265–333.
131. *Мычак С.В.* Кинематика формирования западной и центральной частей Украинского щита в период 2,05 – 2,02 млрд лет назад / С.В. Мычак // Геофиз. журн. – 2015. – Т 37. № 1. – С. 83 – 99.
132. *Нечаев С.В.* Минералогическая зональность Украинского щита с позиций мобилизма / С.В. Нечаев // Мин. журн. – 1997. – 19. – № 2. – С. 87-97.
133. *Нижний* докембрий западной части Украинского щита / Е.В. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. – Львов: Вища школа, 1975. – 239 с.

134. *Николис Г.* Самоорганизация в неравновесных системах / Г. Николис, И. Пригожин. – Москва: Мир, 1979. – 423 с.
135. *Никулина Э.А.* Петрогенезис и структурообразование в докембрии юго-западной части Украинского щита / Э.А. Никулина. – Київ: Наук. думка, 1991. – 103 с.
136. *Образование* комплексов железа с графитом при высоких давлениях и сдвиговых деформациях / [В. А. Жорин, А. В. Нефедьев, В. А. Ланский и др.]. // Докл. АН СССР. – 1981. – Т. 256, №3. – С. 598–600.
137. *Орса В.И.* Гранитообразование в докембрии Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области / В.И. Орса. – Київ: Наук. думка, 1988. – 201 с.
138. *Орса В.І.* Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я / В.І. Орса. – Київ: Наук. думка, 1973. – 170 с.
139. *Осокин Е.Д.* Метасоматиты Октябрьского щелочного массива / Е.Д. Осокин // Редкометальные метасоматиты щелочных массивов. – М.: Наука, 1967. – С. 95 – 133.
140. **Осьмачко Л.С.** Бобринецький гранітоїдний масив як вторинна дислокаційна структура / Л.С. Осьмачко // Геол. журн. – 2008. – № 4. – С. 43 – 50.
141. **Осьмачко Л.С.** Взаємозалежність структури та вмісту Бобринецького гранітоїдного масиву / Л.С. Осьмачко, Н.М. Лижаченко // Геол. журн. – 2010. – № 3. – С. 52–59.
142. **Осьмачко Л.С.** Голованівська шовна зона як гібридна дислокаційна структура / Л.С. Осьмачко // Мін. ресурси України. – 2012. – № 4. – С. 23-32.
143. **Осьмачко Л.С.** Етапи становлення структури Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита / **Л.С. Осьмачко** // Мінералогічний журнал. – 2019. 41. – №3. – С. 54-64.
144. **Осьмачко Л.С.** Етапи формування Середньопридніпровської частини Українського щита та їх роль в структурному контролі рудоперспективних ділянок / **Осьмачко Л.С.** // Збірник наукових праць ІГНС. – 2016. – Вип. 26. – С. 107-119.

145. **Осьмачко Л.С.** Конгломератоподібні тіла як індикатори здвигу / Л.С. Осьмачко, В. П. Янченко. // Геолог України. – 2010. – №1-2. – С. 79–84.
146. **Осьмачко Л.С.** Новоград-Волинська структура – продукт відроджених та накладених тектонічних потоків раннього докембрію / Л.С. Осьмачко, М. Є. Паталаха // Геол. журн. – 2007. – № 1. – С.70–76.
147. **Осьмачко Л.С.** О вариациях геохимического состава гранитоидов Приазовского мегаблока Украинского щита при тектонических активизациях / Л.С. Осьмачко // Наук. вісник НГУ. – 2014. – № 6. – С. 15–21.
148. **Осьмачко Л.С.** О взаимозависимости Р, Т - параметров и степени структурно-вещественных преобразований для фрагмента Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита / Л. С. Осьмачко, В. А. Вильковский, Е. О. Касьяненко, А. А. Вишневский. // Геол. журн. – 2015. – № 4. – С. 88–98.
149. **Осьмачко Л.С.** О геодинамическом статусе Литинской структуры Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита / Л.С. Осьмачко, Е.О Касьяненко. // Modern science. Prague. – 2014. – № 3. – С. 86-100.
150. **Осьмачко Л.С.** О многоактности образования породных ассоциаций Березнинской толщи Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита / Л.С. Осьмачко, Е.В. Петриченко, И.М. Лесная, И.Н. Котвицкая // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2014. – № 3(37). – С. 101–112.
151. **Осьмачко Л.С.** Орехово-Павлоградская шовная зона – полициклическая меланжевая структура / Л.С. Осьмачко // Материалы XVI международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», 20–24 сентября 2010 г. – Воронеж, 2010. – Том 2. – С. 117–122.
152. **Осьмачко Л.С.** Про структурну позицію рудних покладів Інгульського мегаблоку Українського щита / **Осьмачко Л.С.**, Студзінська А.О., Уварова Т.В. // Збірник наукових праць ІГНС. – 2016. – Вип. 26. – С. 129-140.
153. **Осьмачко Л.С.** Структурно-петрографические признаки синсдвиговых преобразований кристаллических комплексов Восточного Приазовья / Л.С. Осьмачко // Геолог України. – 2011. – № 3–4. – С. 119–124.

154. **Осьмачко Л.С.** Тектонічні умови формування рудовмісних структур Приазовського мегаблока Українського щита на прикладі Дібровської / **Осьмачко Л.С.** // Геофізичний журнал. – 2016. – № 4, т 38. – С. 113-123.
155. **Осьмачко Л.С.** Тектонічні умови формування породних асоціацій Інгульського мегаблоку Українського щита // Тектонофаціальний аналіз и проблемы геодинамики. Памяти Е.И. Паталахи / Ред. ак. Шнюков Є.Ф. – Київ: ОМГОР, 2008. – С. 223-232.
156. **Осьмачко Л.С.** Типи, умови та етапи формування дислокаційної тектоніки Сорокинської зони та її обрамлення (із позицій тектонофаціального аналізу) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. : спец. 04.00.04 "геотектоніка" / **Осьмачко Л. С.** – Київ, 2004. – 27 с.
157. **Осьмачко Л.С.** Торий-урановые проявления Мангушской межблоковой зоны Украинского щита / **Л.С. Осьмачко, М.А. Ярощук** // Збірник наукових праць ІГНС. – 2017. – Вип. 27. – С. 141-156.
158. **Осьмачко Л.С.** Циркони Бобринецького масиву та умови їх формування / **Л.С. Осьмачко, Н.М. Лижаченко, В.Т. Скобін** // Геохімія та рудоутворення. – 2010. – № 28. – С. 97–102.
159. *Отчет* Коростышевской ПСЭ-49 по прогнозно-геологическим работам на уран, благородные, редкие металлы и строительные материалы масштабов 1:200 000 и 1:50 000, проведенных на Новоград-Сквирской, Новоград-Волынской и Коростышевской площадях. Отчет по геол. заданию 49-34 за 1989-1992 г / [В. В. Калинин и др.]. – Коростышев, 1992.
160. *Отчет* Коростышевской экспедиции №49 КП «КИРОВГЕОЛОГИЯ» по прогнозно-геологическим работам на уран и золото масштаба 1:50 000, проведенных на Ярунской площади / [М.Е. Паталаха, В.В. Коляда, Н.Я. Коротких, В.А. Иваниско, М.С. Степанюк, С.Н. Бондаренко, Н.И. Гаранда]. – Коростишів, 2002. – 150 с.
161. *Отчет* о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 территории листов М-35-83-А, В; М-35-95-А, В. Житомирская и Винницкая области / [В. М. Бондаренко и др.]. – Киев, 1979.

162. *Отчет* по поисковым работам в южной части Молчановской площади за 1979-1982гг / [П. В. Виниченко и др.]. – Коростышев, 1982. – 300 с.
163. *Отчет* по прогнозным подготовительным и поисковым работам в Сквирско-Тетиевском районе за 1973-1978 г.г. Задание 49-8. / [П. И. Гурин и др.]. – Коростышев, 1978.
164. *Отчет* экспедиции № 49 по прогнозно-геологическим работам масштаба 1:50 000 на Антоновской площади за 1993-1997гг. (задание 49-51) / [М.Е. Паталаха и др.]. – Коростышев, 1997.
165. *Павлова О.О.* Геохронологія діафоринно змінених палеопротерозойських гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук : спец. 04.00.02 "геохімія" / Павлова О. О. – Київ, 2011. – 19 с.
166. *Палеоархей* восточной части Украинского щита по данным U-Pb метода (3,6-3,2 млрд. лет) / Н.П. Щербак, Е.В. Бибикова, С.Б. Лобач-Жученко и др.// Мин. журн. – 2009. – № 3. – С. 3-10.
167. *Паталаха Г.Б.* Дислокационный метаморфизм руд стратиформных полиметаллических месторождений Казахстана / Г.Б. Паталаха. // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2006. – №4. – С. 105–111.
168. *Паталаха Е.И.* Геодинамическая схема Волынского мегаблока (специфика компрессионного развития) / Е. И. Паталаха. // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2006. – №4. – С. 67–69.
169. *Паталаха Е.И.* Геодинамическое моделирование типовых геологических структур. / Е.И. Паталаха. – Київ: ЕКМО, 2005. – 144 с.
170. *Паталаха Е.И.* Линеаризация и конформизм структуры Украинского щита / Е.И. Паталаха, Г.Б. Паталаха, **Л.С. Осьмачко**, В.С. Токовенко // Доп. НАН України. – 2006. – № 10. – С. 131-135.
171. *Паталаха Е.И.* Механизм формирования структур течения в зонах смятия / Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1970. – 215 с.

172. *Паталаха Е.И.* Новое в геологическом строении Кривбасса с позиций тектонофациального анализа / Е.И. Паталаха // *Геохімія та екологія : збірник наук. праць* – 2002. – Вип. 5-6. – С. 245 – 264.
173. *Паталаха Е. И.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур / Е. И. Паталаха, А. И. Лукиенко, В. В. Гончар. – Київ: Феникс, 1995. – 159 с.
174. *Паталаха Е.И.* Тектонический поток типа "торнадо" в геологических структурах: Бразильский щит, Средиземноморье, Черное море / Е. И. Паталаха. // *Мінеральні ресурси України*. – 2000. – №1. – С. 38–40.
175. *Паталаха Е.И.* Тектонофации и геология рудных объектов / Е.И. Паталаха, А. А. Абдуллин, В. Н. Матвиенко, М. Е. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1989. – 207 с.
176. *Пейве А.В.* Избранные труды. Эволюция Земной коры и мобилизм / А.В. Пейве. – Москва: Наука, 1991. – 225 с.
177. *Перспективи розвитку торієвої сировинної бази ядерної енергетики України* / [В. Г. Верховцев, А. В. Кузьмін, М. О. Ярощук, **Л.С. Осьмачко** та ін.]. – Київ: Наукова думка, 2017. – 340 с.
178. *Перспективи розвитку уранової сировинної бази ядерної енергетики України* / [В.Г. Верховцев, Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов та ін.]. – Київ: Наукова думка, 2014. – 355 с.
179. *Петрографічний кодекс України* / [І.Б. Щербаков, Р.Я. Бєлєвцев, В.А. Веліканов, Ю.Л. Гасанов, К.Ю. Єсипчук та ін.]. – Київ: Комітет з питань геології та використання надр, НАН України, ІГМР, Міжвідомчий петрографічний комітет, 1999. – 81 с.
180. *Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита* / [К. Е. Єсипчук, Е. М. Шеремет, О. В. Зинченко и др.]. – Киев: Наук. думка, 1990. – 236 с.
181. *Позднеархейские магматические комплексы Приазовського террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники*

вещества / Е. В. Бибикина, С. Б. Лобач-Жученко, Г. В. Артеменко [и др.] // Петрология. – 2008. – Т 16, № 3. – С. 227-247.

182. Покалюк В.В. Вулканізм і седиментогенез ранньодокембрійських етапів розвитку Криворізько-Кременчуцької структурно-формаційної зони Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.01 "загальна та регіональна геологія" / Покалюк В.В. – Київ, 2016. – 41 с.

183. Полетаев А.И. Орбитальное обращение, ротация и тектоническое вращение – основные источники структурирования Земли и планет земной группы / А.И. Полетаев // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Том 2. – Москва: ГЕОС, 2007. – С. 102 – 106.

184. Половинкина Ю.Ир. Стратиграфическое расчленение и реконструкция исходного материала гнейсовой серии Украинского кристаллического массива / Ю.Ир Половинкина // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 2. – Москва: Недра, 1967.

185. Полуновский Р. М. Литолого-петрографические особенности, стратиграфия и металлогения гнейсовой серии Центрального Приазовья : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол.-мін. наук : спец. 04.00.01 "загальна та регіональна геологія" / Полуновский Р. М. – Киев, 1970. – 24 с.

186. Полуновский Р.М. Схематическая геологическая карта Центрального Приазовья. Масштаб 1:100 000. / Р.М. Полуновский. – Волноваха: Приазовская ГРЭ, 1981. – 2 л.

187. Потапчук И.С. Тектоника южного склона Приазовского массива : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. мін-наук : спец. 04.00.04 "геотектоника" / Потапчук И.С. – Львов, 1988. – 17 с.

188. Пржиялговский Е.С. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита / Е. С. Пржиялговский, Е. Н. Терехов // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. – Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. – С. 46–54.

189. Привалов В.О. ОБГРУНТУВАННЯ ДИНАМІЧНОЇ МОДЕЛІ ФОРМУВАННЯ МЕГАБЛОКІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА В ДОКЕМБРІЇ / [В. О.

Привалов] // Геохронологія та геодинаміка формування мегаблоків Українського щита / [О. М. Пономаренко, М.П. Щербак, В. О. Привалов, **Л. С. Осьмачко** та ін.]. – Київ: ІГМР, 2017. – С. 380–431.

190. *Процессы и закономерности метаморфогенного рудообразования* / [В.И. Смирнов, Л. Н. Овчинников, Е. А. Кулиш и др.]. – Киев: Наук. думка, 1988. – 180 с.

191. *Ремезова О.О.* Розшаровані титаноносні інтрузиви габро Коростенського плутону (північно-західна частини Українського щита) : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.01 "загальна та регіональна геологія" / Ремезова О.О. – Київ, 2011. – 36 с.

192. *Родыгин А.И.* Признаки направления смещения при деформации сдвига / А. И. Родыгин. – Томск: Изд-во Томского университета, 1999. – 99 с.

193. *Рузіна М.В.* Закономірності розповсюдження і рудоносність поліхронних метасоматичних формацій Середньопридніпровського мегаблоку Українського щита : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.11 "Геологія металевих і неметалевих корисних копалин" / Рузіна М.В. – Дніпропетровськ, 2008. – 32 с.

194. *Рябенко В.А.* Основные черты тектонического строения Украинского щита. / В.А. Рябенко. - К. : Наук.думка, 1970. – 125 с.

195. *Свешников К.И.* Плутонические и плутонометаморфические формации и магматические комплексы Среднего Приднепровья / К.И. Свешников, А.М. Лысак, А.А. Сиворонов // Вестник Киевского университета. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1984. – №11. – С. 85–94.

196. *Семененко М.П.* Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья / М.П. Семененко – К. : Изд-во АН УССР, 1949. – 110 с.

197. *Семененко М.П.* Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива / М.П. Семененко. – Киев : Изд-во АН УССР, 1957. – 77 с.

198. *Слензак О.И.* Локальные структуры вращения / О.И. Слензак // Закономерности развития региональной тектоники Украины / [В.Г. Бондарчук, И.И. Чебаненко, Ю.М. Довгаль та ін.]. – Киев: Наук. думка, 1983. – С. 29–43.
199. *Слензак О.И.* Локальные структуры зон напряжений докембрия / О.И. Слензак. – Киев: Наук. думка, 1984. – 102 с.
200. *Старостин В.И.* Геодинамические условия формирования структур рудных полей / В.И. Старостин // Эндогенное рудообразование / [В. А. Кузнецов, Д. В. Рундквист, А. Д. Щеглов и др.]. – Москва: Наука, 1985. – С. 271 – 284.
201. *Степанюк Л.М.* Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей-палеопротерозой) : дис. докт. геол. наук : 04.00.02 / Степанюк Л.М. – Київ, 2000. – 382 с.
202. *Степанюк Л.М.* Про час формування гранітів басейну річок Тетерів та Ірпінь / Л.М. Степанюк, К.Ю. Есипчук, С.О. Бойченко та ін. // Мінерал.журн. – 2000. - № 1. – С. 115-118.
203. *Стоянов С. С.* Механизм образования разрывных зон / С. С. Стоянов. – Москва: Недра, 1977. – 144 с.
204. *Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.* / [Ю. Б. Бабков, Д. С. Булаевский, А. А. Зайцев та ін.]. // Геол.журн. – 1970. – №4. – С. 144–153.
205. *Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита* / [И.М. Этингоф, В. Н. Соловицкий, К. Е. Есипчук та ін.] // Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита / [И.М. Этингоф, В.Н. Соловицкий, К. Е. Есипчук та ін.]. – Киев: Наукова думка, 1983. – С. 96–100.
206. *Структура Криворожских месторождений богатых руд и закономерности их развития на больших глубинах* / Н.П. Семененко, Г.В. Тохтуев, В.М. Кравченко. – К. : Наук. думка, 1981. – 187 с.
207. *Субщелочной докембрийский магматизм и тектоно-геофизические особенности Восточного Приазовья Украинского щита* / Е.М. Шеремет, С.Г. Кривдик, П.И. Пигулевский и др. – Донецк: Ноулидж, 2010. – 290 с.

208. Сукач В.С. Про походження «конгломератів» тетерівської серії / В.С. Сукач, О.С. Іванушко // Геол. журнал. – 1977. – Т. 37. – № 4. – С. 125-132.
209. Сухорада А.В. Петромагнитные особенности и рудные минералы гранитоидов Среднего Приднепровья / А.В. Сухорада, Н.И. Гузий, С.А. Новченко // Вестник Киевского университета. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1984. – № 11. – С. 71-85.
210. Тарасов Н.Н. Геотектоническая позиция и структура Новоукраинского урановорудного поля (Украинский щит) / Н.Н. Тарасов // Геология рудных месторождений. - 2004. – Т. 46, № 4. – С. 275–291.
211. Тверитинова Т.Ю. Геологические и геофизические признаки вихревых структур в геологической среде / Т.Ю. Тверитинова, А.В. Викулин // Вестник. КРАУНЦ. Серия науки о Земле. – 2005. - № 5. – С. 59–77.
212. Тверитинова Т.Ю. Ротационно-упругая тектоника планет / Т.Ю. Тверитинова, А.В. Викулин // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Том 2. – Москва: ГЕОС, 2007. – С. 257 – 261.
213. Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Пояснювальна записка до тектонічної карти Української РСР і Молдавської РСР масштабу 1:750 000. / В.Г. Бондарчук, М.П. Семененко, В.Б. Соллогуб и др. – Київ: Вид-во АН УРСР, 1959. – 218 с.
214. Тектоника Украины / С.С. Круглов, А.К. Цыпко, Ю.А. Арсирый и др. – Москва: Недра, 1988. – 253 с.
215. Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000 та пояснюв. записка / С.С. Круглов, Ю.О. Арсірій, В.Я. Великанов та ін. – К.: Мінохорони навколишнього природного середовища України. Держгеолслужба, УкрДГРІ, 2007.
216. Тектонофацальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении / [А. А. Абдулин, Е. И. Паталаха, В. И. Фомичев и др.]. – Алма-Ата: АН КазССР, 1989. – 141 с.

217. Тишкин Б.М. Квантово-геодинамическое моделирование геолого-геофизических структур / Б.М. Тишкин, В.А. Абрамов // Тектоника и геофизика литосферы. Т II. – М.: ГЕОС. – 2002. – С. 237–240.
218. Толстой М.И. Опыт объективного расчленения докембрийских гранитоидов по комплексу вещественно-физической информации (на примере Среднеприднепровского района Украинского щита) / М.И. Толстой, Б.З. Берзенин, Ю.Л. Гасанов // Вестник Киевского университета. Прикладная геохимия и петрофизика. – 1984. – № 11. – С. 60–71.
219. Толстой М. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування / М. Толстой, Ю. Гасанов, А. Гожик, І. Соловійов. // 36. наукових праць. Геологічний інститут Київського університету. – 1995. – №1. – С. 65 – 79.
220. Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах / Г. В. Тохтуев. – Киев: Наукова думка, 1972. – 121 с.
221. Тяпкин К.Ф. Системы разломов Украинского щита / К.Ф. Тяпкин, В.Н. Гонтаренко. – К.: Наукова думка, 1990. – 184 с.
222. Тяпкин К.Ф. Современная металлогения с позиций новой ротационной гипотезы структурообразования / К.Ф. Тяпкин // Тектонофациальный анализ и проблемы геодинамики. Памяти Е.И. Паталахи / [А.И. Лукиенко, В.В. Коробкин, Г. Б.Паталаха та ін.]. – Київ: ОМГОР, 2008. – С. 424-255.
223. Украинский щит (Геофизика, глубинные процессы) / [В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, О. В. Завгородняя и др.]. – Киев: КОРВІН ПРЕСС, 2005. – 210 с.
224. Уран-свинцевий вік кластогенного монациту із метапісковика скелюватської світи Криворізької структури / Л.М. Степанюк, І.С. Паранько, О.М. Пономаренко [та ін.]. // Мінерал. журн. – 2011 – Т. 33, № 4. – С. 80–90.
225. Фомин Ю.А. Поведение ванадия в процессах формирования и разрушения месторождений урановорудных альбититов Украинского щита / Ю. А. Фомин. // Збірник наук. праць ІГНС НАН України. – 2012. – Вип. 20. – С. 59–75.
226. Хаин В.Е. Геотектоника с основами геодинамики / В. Е. Хаин, М. Г. Ломизе. – Москва: Изд-во МГУ, 1995. – 475 с.

227. Хаин В.Е. Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерагенезе / В.Е. Хаин // Геология рудных месторождений. – 2000. – Т. 42, № 5. – С. 403-408.
228. Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья / В.А. Цуканов. – Киев : Наук. думка, 1977. – 163 с.
229. Чебаненко И. И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры (на примере Украины) / И. И. Чебаненко. - К. : Наукова думка, 1977. - 84 с.
230. Чебаненко И. И. Тектонические проблемы современной геотектоники. Статья 1. / И. И. Чебаненко. // Геол.журн. – 1985. – Т.45, № 2. – С. 116–128.
231. Чебаненко И. И. Тектонические проблемы современной геотектоники. Статья 2. / И. И. Чебаненко. // Геол.журн. – 1985. – Т.45, № 3. – С. 90–100.
232. Чебаненко И. И. Тектонические проблемы современной геотектоники. Статья 3. / И. И. Чебаненко. // Геол.журн. – 1985. – Т.45, № 4. – С. 75–82.
233. Чебаненко И. И. Тектонические проблемы современной геотектоники. Статья 4. / И. И. Чебаненко. // Геол.журн. – 1985. – Т.45, № 5. – С. 91–102.
234. Чередниченко А. И. Тектонофизические условия минеральных преобразований / А. И. Чередниченко. – Киев: Наукова думка, 1964. – 184 с.
235. Чиков Б. М. Деформационные структуры и динамометаморфические породные массы Алтайского региона / Б. М. Чиков, С. В. Зиновьев // Тектонофацальный анализ и проблемы геодинамики. Памяти Е.И. Паталахи. / Ред. ак. Шнюков С.Ф. – Київ: ОМГОР, 2008. – С. 153 – 182.
236. Чиков Б.М. Гипотеза стресс-метаморфической концентрации рудных элементов в земной коре / Б. М. Чиков. – Новосибирск: изд. ОИГГМ СО РАН, 1992. - С. 36-37.
237. Чиков Б.М. Режимы колебаний и волн в геосферах / Б. М. Чиков // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Тр. Всерос. Совещ. Иркутск, 26-29 авг., 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003 – с. 209-211.

238. *Чиков Б. М.* Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия / Б. М. Чиков // Геология и геофизика. – 1992. – № 9. – С. 3 – 39.
239. *Шаталов М.М.* Розломно-блокова тектоніка Приазовського мегаблока : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня докт. геол. наук : спец. 04.00.04 "геотектоніка" / Шаталов М.М. – Київ, 2013. – 36 с.
240. *Швайка І.А.* Палеоархейський вік тоналітових гнейсів Західного Приазов'я та етапи їх дислокаційних перетворень : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук : спец. 04.00.02 "геохімія" / Швайка І.А. – Київ, 2013. – 20 с.
241. *Шевченко А.Н.* Новоукраїнський масив – структура и геодинамическая позиция / А.Н. Шевченко // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. - Київ, 2000. – С. 115-118.
242. *Шевчук В.В.* Динамо-кінематичні умови формування тектонітів Гордашівського відгалуження Тальнівської зони розломів / В.В. Шевчук // Тектоніка і стратиграфія. - 2009. - Вип. 36. - С. 34-39.
243. *Шевчук В.В.* Тектонофизические условия формирования кристаллизационной сланцеватости / В.В. Шевчук, Г.Г. Павлов // Геофиз. журн. – 2003. – № 5. – С. 76-83.
244. *Шумлянський Л.В.* Петрологія та геохронологія породних комплексів Північно-Західного району Українського щита та його західного схилу : дис. докт. геол. наук : 04.00.08 / Шумлянський Л. В. – Київ, 2012. – 510 с.
245. *Щербак Д.Н.* Условия образования ураноносных альбититов Новокопальской зоны (по изотопным данным) : дис. канд. геол.-мин. наук : 04.00.14 / Щербак Д. Н. – Киев, 1981. – 168 с.
246. *Щербак Д.Н.* Геохронология гранитоидов Ингуло-Ингулецкого мегаблока Украинского щита / Д.Н. Щербак, А.Н. Пономаренко, И.Д. Макаренко // Геохимия и рудообразование. – 1995. - № 3. – С. 74-96.
247. *Щербак Н.П.* Геохронология и геодинамика архейских мегаблоков Украинского щита / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко // Мин.журн. – 2014. – Т. 36, № 2. – С. 7-17.

248. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита / И. Б. Щербаков. – Львів: ЗУКЦ, 2005. – 364 с.
249. *Эз В. В.* Складкообразование в земной коре / В. В. Эз. – Москва: Мир, 1985. – 142 с.
250. *Эйно́р О.Л.* Докембрий Западного Приазовья / О.Л. Эйно́р, К.Е. Есипчук, В.А. Цуканов. – Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1971. – 184 с.
251. *Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии* / [И. В. Лучицкий, П. М. Бондаренко, В. И. Громин и др.]. – Москва: Наука, 1985. – 303 с.
252. *Этапы формирования Побужского гранулитового комплекса: новые структурно-петрологические и изотопно-геохронологические данные (Среднее Побужье, Украинский щит)* / С.Б. Лобач-Жученко, В.В. Балаганский, Ш.К. Балтыбаев [и др.] // *Мінерал. журн.* – 2013 – Т. 35, №4. – С.87–99.
253. *Яковлев Б.Г.* Метаморфические комплексы Сорокинской зоны (Приазовье) – продукт деструкции гранулитовой архейской коры / Б.Г. Яковлев, Г.Л. Кравченко, Н.Ф. Русаков // *Геол. журн.* - 1989. - № 5. - С. 11-117.
254. *Ярошук М.А.* Металлогения урана и тория межблоковых шовных зон Украинского щита (на примере Белоцерковско-Одесской зоны) / М.А. Ярошук, **Л.С. Осьмачко** // *Геохімія техногенезу.* – 2019. – № 1. – С. 24-31.
255. *Ярошук М.А.* Ураноносность Приазовского блока и Южно-Донбасской приразломной впадины / М.А. Ярошук, В.Д. Мякшило, А.В. Вайло. // *Зб.наук. праць Геохімія та екологія.* – 2010. – Вип. 18. – С. 50–56.
256. *Ярошук М.А.* Факторы рудоносности разломно-блоковых структур Украинского щита / Ярошук М.А., Вайло А.В., **Осьмачко Л.С.**, Ганевич А.Е. // *Геофізичний журнал.* – 2019. – № 4, т 41. – С. 194-209.
257. *Ярошук Э.Я.* Геологическое строение, геохронология и история развития докембрия Нижнего Побужья : дис. канд. геол.-мин. наук : 04.00.01 / Ярошук Э. Я. – Київ, 1970. – 355 с.
258. *Яценко Г.М.* Алмазные формации и структура юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы / Г.М. Яценко, Я.С. Гурский. – Киев:

УкрГГРИ, 2002. – 157 с.

259. *Archaean terranes, Palaeoproterozoic reworking and accretion in the Ukrainian shield, East European Craton* / S. Claesson, E. Bibikova, S. Bogdanova, V. Skobelev // Geological Society of London Memoirs. – 2006. – V. 32. European Lithosphere Dynamics. – P. 645-654.

260. *Brown, M. Paired Metamorphic Belts Revisited* / M. Brown // Gondwana Research. - 2009. - 18. - P. 46–59.

261. *Dewers T. Differentiated structures arising from mechano-chemical feedback in stressed rocks.* / T. Dewers, P. Ortoleva. // Earth-Sci. Rev., 1990. – Vol. 29. – P. 283 – 298.

262. *Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects* / R. Teisseyre, M. Takeo, E. Majewsky (Eds.). – Heidelberg, Germany: Springer, 2006. – 582 p.

263. *Early Crust of the Podolia Domain of the Ukrainian Shield: Isotopic Age of Terrigenous Zircons from Quartzites of the Bug Group* / E.V. Bibikova, A.A. Fedotova, S. Claesson, L.M. Stepanyuk / Stratigraphy and Geological Correlation. – 2015. – Vol. 23, No. 6. - P. 555–567.

264. *Fukao Y. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity* / Y. Fukao, M. Obayashi // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. - 2013. - 118 (11). - P. 5920–2938.

265. *Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust* / J.Adam, T. Rushmer, J. O'Neil, D. Francis. // Geology. – 2012. – P. 363–366.

266. *Hancock P. L. Brittle microtectonics: principles and practice* / P.L Hancock. // Journal of Structural Geology. – 1985. – №7. – p. 437–457.

267. *Ishii T. Post-spinel transitions in pyrolite and Mg₂SiO₄ and akimotoite–perovskite transition in MgSiO₃: Precise comparison by high-pressure high-temperature experiments with multi-sample cell technique* Earth Planet / T. Ishii, H. Kojitani, M. Akaogi // Sci. Lett. - 2011. - 309 (3–4). – P. 185–197.

268. *Kruhl J. H.* Sutured quartz-quartz grain boundaries: how to use their fractal dimension as a deformation-related thermometer / J.H. Kruhl, M.Nega // Digest of 3rd International Symposium on Fractals and dynamic systems in geoscience. – Slovakia, 1997. – P. 41.
269. *Low-temperature* thermal evolution of the Azov Massif (Ukrainian Shield–Ukraine) – Implications for interpreting (U–Th)/He and fission track ages from cratons / [M. Danišík, R. F. Sachsenhofer, V. A. Privalov et al.]. // Tectonophysics. – 2008. – 456, No. 3-4. – P. 171–179.
270. *Ma J.* A model of rotation and alternate slip of conjugate fault – taking Beijing area / Ma J., Chen K., Li Q., Che Z. // The selected papers earthquake prediction in China. – Beijing: Seismol. Press, 1996.
271. *Mandal N., Samanta S.K., Chakraborty C.* 2001. Numerical modelling of heterogeneous flow fields around rigid objects with special reference to particle paths, strain shadows and foliation drag // Tectonophysics. V. 330. 177-194.
272. *Ortoleva P.J.* Geochemical self-organization / P.J. Ortoleva. – Oxford: University Press, 1994. – 410 p.
273. *Ottino G. M.* The Kinematics of Mixing: Stretching, Chaos and Transport / G.M. Ottino. – Cambridge: Cambridge University Press, 1989. – 364 p.
274. *Passchier C. W.* Microtectonics / C. W. Passchier, R. A. Trouw. – Berlin: Springer-Verlag, 1988. – 289 p.
275. *Ramsay J.D.* The techniques of modern structural geology / J.D. Ramsay, M.I. Huber. – London, Orlando: Academic press, 1987. – 700 p.
276. *Stallard A., Ikei H., Masuda T.* 2002. Numerical simulations of spiral-shaped inclusion trails: can 3D geometry distinguish between end-member models of spiral formashion // J. Metamorphic Geol. V. 20. P. 801-812.
277. *Starkey J.* 2002. Chemical changes and the development of quartz preferred orientation in zones of crenulation cleavage, Anglesey // J. Struct. Geol. V. 24. P. 1627-1632.
278. *Starostenko V.I.* Deep-Seated structure of the Ukrainian Shield / V.I. Starostenko, I.K. Pashkevech, R.I. Kutas // Mineral. Journ. – 2002. – V. 24, 2/3. – P. 111 – 122.

279. *State geological map of Ukraine. Scale 1:200 000. Central-Ukrainian series map sheet L-37-VII (Berdyansk). Explanatory notes* / B.V.Borodynya, I.L. Knyazkova I., K.Yu. Esypchuk [et al.]; Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, State geological Survey, State Enterprise "PIVDENUKRGEOLOGIA" et al. - Kyiv, 2004 (2008).
280. *Sylvester A.G. Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin* / A.G. Sylvester. - 1988. - 100 (11). - P. 1666-1703.
281. *Teisseyre R. Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects Heidelberg* / R. Teisseyre, M. Takeo, E. Majewsky (Eds.). – Germany: Springer, 2006. – 582 p.
282. *The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia* / [S. V. Bogdanova, V. Bingen, R. Gorbatshev et al.]. // *Precambrian Res.* – 2008. – V. 160. – P. 23–45.
283. *The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchaeon U–Pb ages and Hf–Nd constraints from enderbites and metasediments* / [S. Claesson, E. Bibikova, L. Shumlyanskyy et al.]. // *Geol. Soc. Lond.*– 2014. – Spec. Publ. 389. – P. 227–259.
284. *The Sarmatia megablock as a fragment of the Vaalbara supercontinent: Correlation of geological events at the Archean-Paleoproterozoic transition* / K.A. Savko, A.V. Samsonov, V.M. Kholin, N. S. Bazikov. // *Stratigraphy and Geological Correlation.* – 2017. – Volume 25, Issue 2. – P. 123–145.
285. *The westward drift of the lithosphere: A rotational drag?* / B. Scoppola, D. Boccaletti, M. Bewis, E. Carminati, C. Doglioni // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 2006. – V. 118, N 1/2. – P. 199–209.
286. *Xie Xin-sheng. Discussion on rotational tectonics stress field and the genesis of circum-Ordos langmass fault system* / X. Xin // *Acta Seismol. Sinica.* – 2004. – V.17., N 4. – P. 464 – 472.
287. *Yanchenko V.P. Mariupolits are synsheared phenomenon* / V.P. Yanchenko, **L.S. Osmachko**, V.T. Skobin // *Petrology, mineralogy, geochemistry. Conference dedicated to the memory of J.A. Morozewicz. 19-21 September.* – Kyiv: IGMR, 2010. – P. 75 – 76.

ДОДАТКИ

ДОДАТОК А

**Акти впровадження (використання) результатів НДР у народному
господарстві**

«Затверджую»

Директор Державної установи
шахти «Інститут геохімії навколишнього
середовища НАН України»
член-кореспондент НАН України



Г.В. Лисиченко

21.08 2017 р.

«Затверджую»

Директор Новокосятинівської
шахти Державного підприємства
«Східний гірничо-
збагачувальний комбінат»



В.А. Косаренко

21.08 2017 р.

Акт

**впровадження (використання) результатів НДР
у народному господарстві**

одержаних ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» при виконанні у 2016 році науково-дослідної роботи за темою: «Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла Українського щита. Етап 1. Історія формування осадового чохла Українського щита та епохи уранонакопичення в екзогенних умовах» (договір від 01.04.2016 р. № К-2-5/2016) і переданих Новокосятинівській шахті ДП «Східний ГЗК» у вигляді електронної версії Звіту про роботи Етапу 1 (автори: В.Г. Верховцев, Ю.О. Фомін, Л.С. Осмачко, А.О. Студзінська, Ю.Є. Тищенко, О.Ю. Тищенко, Є.Б. Краснов, К.К. Ярошенко та інші) загальним обсягом 133 сторінок тексту А4.

Запропонована розробка присвячена розвитку мінерально-сировинної бази ядерної енергетики України на основі комплексної оцінки та геолого-економічного обґрунтування перспектив пошуків та освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла УЩ, вдосконалення і апробації пошукових методів та методик.

Мета робіт першого етапу полягає в дослідженні історії формування осадового чохла УЩ та епохи уранонакопичення в екзогенних умовах.

Основні подальші завдання роботи:

- визначення закономірностей уранонакопичення та вивчення екзогенних родовищ урану в осадовому чохлі УЩ;
- палеогеоморфологічний та палеогеодинамічний аналізи процесів денудації і формування мезо-кайнозойської поверхні вирівнювання УЩ для встановлення нових палеодолин й уточнення карти рельєфу поверхні фундаменту, встановлення сучасних базисів ерозії (регіональних дренів);
- прогнозування пошуків та розробка надійних пошукових критеріїв уранових руд, визначення конкретних територій, де можуть існувати промислові руди даного типу;
- геолого-економічне обґрунтування перспектив пошуків та освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла УЩ.

За результатами проведених досліджень кінцевою продукцією буде подальший розвиток теорії гідрогенного уранового рудоутворення, вдосконалення радіометричної апаратури, радіометричних, радіогеохімічних пошукових методів та методик, розробка та впровадження науково-практичних і методичних рекомендацій у виробництво.

НДР виконується в рамках цільової комплексної програми наукових досліджень «Наукове забезпечення розвитку ядерно-енергетичного комплексу та перспективних ядерних технологій» та присвячена вирішенню однієї з науково-технічних проблем – «Розвиток сировинної бази ядерної енергетики» – цієї програми.

Тема всього проекту: «Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла українського щита» (2016-2018 рр.).

Він складається з трьох самостійних етапів:

Етап 1. Історія формування осадового чохла Українського щита та епохи

уранонакопичення в екзогенних умовах (2016 р., даний звіт).

Етап 2. Закономірності уранонакопичення та екзогенні родовища урану в осадовому чохлі Українського щита (2017 р., проміжний річний звіт).

Етап 3. Прогнозна оцінка, пошукові критерії та геолого-економічне обґрунтування перспектив пошуків і освоєння екзогенних родовищ в осадовому чохлі Українського щита (2018 р., заключний звіт).

На першому етапі:

1. Встановлено закономірності формування епох уранонакопичення в осадовому чохлі УЩ.
2. Наданий прогноз поверхневих концентрацій урану у зв'язку з родовищами урановорудної альбітитої формації Інгільського мегаблоку УЩ.
3. Досліджено поведінку урану в родовищах альбітитої формації, в тому числі і в зоні гіпергенезу.
4. Удосконалено методику комплексних радіаційних досліджень (дозиметричної, еманацийної і радіогеохімічної зйомок) із застосуванням сучасних технічних засобів радіаційного контролю (на території відомих уранових родовищ).
5. Проведено польові, лабораторні і картографувальні роботи з розробки пошукових радіаційних критеріїв та дослідження наявного стану і оцінювання очікуваного потенційного коротко- та довгострокового радіоекологічного впливу Сафонівського епігенетично-інфільтраційного уранового родовища, Ватутинського і Новокосянтинівського уранових родовищ натрій-уранової формації, що розробляються у даний час.
6. Досліджена сучасна геодинаміка районів розміщення Сафонівського родовища урану та Новокосянтинівського урановорудного поля.
7. Удосконалено науково-методичні засади оцінки індивідуальної радіаційної чутливості персоналу об'єктів ядерної енергетики України.

Роботи виконувались як в камеральних – комплексний аналіз друкованих, фондових і власних матеріалів, лабораторна аналітика, так і експедиційних умовах – радіометричні, радіогеохімічні, структурні-геологічні дослідження, документація свердловин з відбором керну, відбір проб ґрунтів та підземних і поверхневих вод, тощо – головним чином, з метою встановлення пошукових критеріїв та комплексного вивчення уранових руд різних генетичних типів.

За отриманими результатами зроблені наступні висновки:

– На основі історико-геологічного аналізу фанерозойських утворень платформної частини України та комплексного аналізу відомих родовищ урану в осадовому чохлі УЩ охарактеризовані закономірності формування металогенічних епох уранонакопичення в осадових формаціях регіону. Визначена продуктивність окремих епох, встановлені ознаки промислового уранового зруденіння.

– За результатами дослідження поверхневих концентрацій урану в межах відомих уранових родовищ натрій-уранової формації встановлено:

1. Вміст урану на вивчених родовищах альбітитої формації приблизно однаковий (в середньому, г/т): від 4,8-15,9 у вмісних породах і 13,0-25,1 в безрудних альбітитах до 80,3-197,7 в слаборудних альбітитах і 835,0-2409,6 в кондиційних рудах. Різниця концентрації урану в зруденілих і рудних альбітитах (бортовий вміст) взято за величиною 300 г/т, тобто значна кількість металу при розробці родовищ піде у відвали. Особливо слід підкреслити можливу наявність в рудних зонах регенованих (інфільтраційних) локальних проявів урану і супутніх елементів, не пов'язаних з альбітитами, наприклад рудопрояв «Обгінний» на північному фланзі Мічуринського рудного поля. Тут у Bi-U рудах вміст U в тектонічній глиниці досягає ураганного – близько 15,5 %, у смузі 10-20 см від рудної жили кількість урану складає 0,03-0,05 %, тобто відповідає промисловій. Враховуючи орієнтованість пошуково-розвідувальних та експлуатаційних робіт на альбітитах, такі концентрації можуть також потрапляти у відвали.

2. Серед форм знаходження урану в рудній масі виділені: уран власних (первинних і вторинних) мінералів, високорадіоактивних акцесорних мінералів, розсіяний у

породоутворюючих мінералах і мобілізований вторинними процесами. Серед перерахованих форм, відсутні ті, в яких уран зберігав би повну інертність, навіть такі акцесорні мінерали як циркон і монацит виявляють ознаки регенерації з перерозподілом урану. Значна частина урану у всіх блоках порід, що підлягають експлуатаційній виїмці, може бути віднесена до «рухомого», тобто має досить високу міграційну здатність. Ця форма може бути джерелом забруднення підземних і поверхневих вод і ґрунтів. Але вона може вилучатись, збільшуючи корисний вихід рудного урану, при використанні технологій вилуговування, або формувати вторинні (молоді) концентрації.

3. Гіпергенез, проявлений на всіх вивчених об'єктах, супроводжується як виносом урану (до 42 %) з каолінової зони кори вивітрювання, так і накопиченням його в зоні збагачення. На Новокостянтинівському родовищі встановлено дві таких ділянки (збагачення) – у підшві бучацьких покривних (вугленосних) відкладів і в підшві кори вивітрювання нижче рівня ґрунтових вод разом з сидеритом. Поведінка урану та інших елементів із змінною валентністю характеризується подібними рисами, а саме: виносом із зони окислення і відносним тимчасовим накопиченням на відновлювальному бар'єрі в проміжних зонах, частіше в каолін-гідрослюдистві. Показовим для ділянок прояву гіпергенних процесів є порушення рівноваги U-Pb систем: верхнім зонам властивий надлишок радіогенної добавки свинцю, тоді як з глибиною, за рахунок привносу урану зверху із зони окиснення, усе більш зростає дефіцит ^{206}Pb .

4. Вміст урану в підземних і поверхневих водах району Кіровограда варіює від 0,6 до $228 \cdot 10^{-6}$ г/л; максимальна його кількість визначена в пробі води з самовиливної свердловини в самому Кіровограді. Значення pH вод південної лісостепової і північної степової зон блоку становить 5,0-8,0. Лужні води з pH 7,5-8 характерні для південного обрамлення уранорудного району; ці води в середньому відрізняються підвищеним вмістом дейтерію: $\delta D = -74,7$ ‰. Середнє значення δD нейтральних і кислих вод (pH 5-7) дорівнює $-82,6$ ‰. Переважаючими формами міграції урану у водах різного характеру мінералізації, вірогідно, будуть аніонні форми, саме у вигляді ді- і трикарбонатураніла $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$ і $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$. Істотно гідрокарбонатний склад вод безпосередньо в районі м. Кіровоград зафіксовано в більшості пробуваних водних джерел.

5. З точки зору кліматичних, геоморфологічних, гідродинамічних і гідрогеохімічних умов, а також потенційних джерел урану Інгульський мегаблок представляється дуже перспективним для пошуків поверхневих молодих концентрацій урану. Цей висновок цілком підтверджується зіставленням матеріалів по Канадському і Українському щитам. Інтерес у цьому плані також представляють наведені матеріали відносно поверхневих родовищ урану у США та Австралії. Найперспективнішою зоною пошуків таких концентрацій на УЩ можна вважати південне обрамлення району альбітитових родовищ, а саме, лівобережжя Південного Бугу в поєднанні з його лівими притоками – Синюхою, Інгулом та Інгульцем. Ця гідрогеологічна система визначає ділянки, де сприятливо поєднуються місця розвантаження збагачених ураном підземних вод, ступінь аридності клімату з лужною реакцією ґрунтових вод і наявність серед покривних фаций порід-сорбентів. Маються на увазі відклади бучацької світи, а також деякі інші пастки, з урахуванням вітчизняного та зарубіжного досвіду.

6. У роботі з поверхневими концентраціями слід враховувати, що «молодий» уран може не супроводжуватися дочірніми продуктами і, отже, не проявитися радіоактивними аномаліями. Тому пошуки таких концентрацій потребують застосування нестандартної методики. Взагалі, дослідниками відмічається дуже велика вірогідність їх пропуску при використанні виключно радіометричних пошуків. Враховуючи можливу відсутність в межах поверхневих концентрацій урану радіоактивних аномалій, а також просторове співпадання контурів таких концентрацій з поліметальними геохімічними аномаліями елементів-супутників урану, вважаємо доцільним і перспективним використання при пошукових і розвідувальних роботах геохімічні методи. Наприклад, методику з визначенням відносної мобільності елементів та побудовою відповідних рядів рухомості на різних рівнях, включаючи кореневу основу, зону дезінтеграції, гідрослюдиисто-каолінову і каолінову кору вивітрювання, ґрунтовий шар, потоки розсіювання. Апробація цієї методики у межах Тальнівської площі УЩ з нашою участю продемонструвала цілком позитивні результати.

7. Аналіз поведінки елементів-супутників урану (на прикладі Братського уранового

родовища в алювіальних покладах ерозійно-тектонічної палеодолини р. Південний Буг) з використанням їх модельних рядів рухливості підтверджує мобільність, в різних шарах поверхневого розрізу порід і в тій чи іншій мірі, таких металів, як: молібден, ванадій, нікель, кобальт, мідь, цинк, свинець. У верхніх шарах, а саме: у каоліновій зоні кори вивітрювання, у ґрунтах обох горизонтів та в потоках розсіювання, тобто в окислювальних умовах вище рівня ґрунтових вод всі ці елементи (як і уран) поведуть себе, як цілком рухливі і можуть перевідкладатись або зовсім вимиватись із названих ділянок підземними чи поверхневими водами.

– Надані прогнозно-пошукові рекомендації щодо поверхневих (молодих) накопичень урану в районах розвитку ураноносних альбітитів Інгільського мегаблоку УЩ.

– Під час комплексних радіаційних вишукувань успішно апробовано та відпрацьовано нову методологію досліджень навколишнього середовища в частині дозиметричної та радіометричної зйомки поверхневого та приповерхневого горизонту ґрунтів, яка за допомогою геопросторової інтерпретації отриманих результатів дозволяє: 1) визначати існуючі радіоекологічні параметри території та 2) встановлювати поля аномальної активності різних радіаційних показників для співставлення отриманих результатів з геологічними даними.

– За результатами польових і лабораторних досліджень в межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ натрій-уранової формації, що розробляються, встановлено:

1. На обох уранових родовищах просторовий розподіл показників потужності експозиційної дози гамма-випромінювання середовища (прилад СРП-88Н) і потужності еквівалентної дози (прилад «Ритм-5ВД») характеризується локалізацією аномально високих показників на ділянках, розташованих на території шахт, що пов'язане з наслідками видобувних робіт. Прилегла до шахт територія у радіоекологічному відношенні є безпечною. На території Ватутінського і Новокосянтинівського родовищ зафіксовані однакові рівні перевищення потужності експозиційної та еквівалентної дози на територіях обох шахт над фоновими показниками прилеглої території, які досягають 8...10 разів. Водночас, у 2015 р. у повітрі Ватутінського родовища зафіксовані перевищення доз над фоновими у 25...30 разів; суттєве зниження гамма-радіоактивності середовища на території Ватутінської шахти найвірогідніше досягнуте за рахунок майже повної переробки накопичених відвалів урановмісної породи та прибирання шлаків. Однак, існуючі рівні дозового навантаження персоналу на обох об'єктах все ще залишаються близькими до граничних показників радіаційного впливу виробничого середовища за НРБУ-97 – 5 мЗв/рік (для населення – 1 мЗв/рік), що вимагає посилення заходів з радіаційного контролю та захисту, включаючи часткову дезактивацію забрудненої території.

2. Вимірювання щільності потоку радону з поверхні ґрунту показали, що аномально високі рівні даного показника, очевидно, пов'язані з поверхневим відображенням місцевих розломних структур, які у рельєфі місцевості Ватутінського родовища проявлені балкою Курнікова, яка простягається східніше шахти, безпосередньо прилягаючи до нього, Новокосянтинівського – Волошинським яром – лівою притокою р. Мала Вись. Зафіксовані перевищення показників ЩПР над фоновими на Ватутінському родовищі досягають двох порядків, на Новокосянтинівському – одного. Рекомендується проведення періодичного моніторингу радону на територіях шахт та прилеглих площах.

3. Виміряні в лабораторних умовах показники альфа-, бета- (прилад «Супутник») та гамма-радіоактивності (прилад «Food Light») у відібраних пробах ґрунту не додають суттєвої додаткової інформації, однак, в цілому, підтверджують просторову приуроченість полів поширення аномально високої активності до територій розробки уранових родовищ. Кратність перевищення по активності гамма-випромінюючих радіонуклідів складає 5 раз, альфа-випромінюючих – середня 8...12, максимальна 100, бета-випромінюючих – 10...30 раз.

4. Результати гамма-спектрометричних аналізів відібраних проб ґрунтів показують, в цілому, невисокі рівні активності радіонуклідів уранового і торієвого рядів, які навіть дещо нижчі відповідних глобальних показників. Дещо підвищені рівні активності, зафіксовані в окремих пробах, не дають підстав для висновків про незадовільні радіоекологічні показники та

застосування захисних заходів чи іншого втручання.

5. У цілому, найбільш інформативні результати про радіоекологічну ситуацію отримані за допомогою польових дозиметричних вимірювань, найбільш інформативні матеріали щодо інтерпретації поверхневих радіаційних досліджень з точки зору наявних геологічних, геофізичних, геоморфологічних даних – за допомогою вимірювань щільності потоку радону.

– Комплексні польові та лабораторні радіаційні дослідження території Східного покладу Сафонівського уранового родовища екзогенного (епігенетично-інфільтраційного) типу дозволили установити наступне:

1. Прилегла до родовища територія у радіоекологічному відношенні є досить безпечною. Водночас, просторовий розподіл потужності еквівалентної дози характеризується локалізацією аномально високих показників на ділянках, приурочених до території родовища, де зафіксовані рівні перевищення потужності еквівалентної дози над фоновими показниками прилеглої території, які досягають 5 разів, що у 3,5 рази перевищує граничні показники радіаційного впливу для населення (1 мЗв/рік). Таким чином, у випадку початку розробки родовища, необхідно буде передбачити посилені заходи з радіаційного контролю та захисту території і населення. Також існують певні підстави вважати, що простежується вплив розломних структур даної території на рівні ПЕД.
2. Вимірювання щільності потоку радону з поверхні ґрунту показали, що аномально високі рівні даного показника, очевидно, пов'язані з поверхневим відображенням найбільшого за розмірами рудного тіла. Подальші дослідження можуть виявити непрямым методом існування інших потенційних рудних тіл.
3. Виміряні в лабораторних умовах показники альфа-, бета- та гамма-радіоактивності у відібраних пробах ґрунту не додають суттєвої додаткової інформації, однак, в цілому, підтверджують існування певних полів поширення аномально високої активності на території Сафонівського уранового родовища.
4. Результати гамма-спектрометричних аналізів відібраних проб ґрунтів показують, в цілому, невисокі рівні активності радіонуклідів уранового і торієвого рядів, які співмірні з глобальними показниками. Дещо підвищені рівні активності, зафіксовані в окремих пробах, не дають підстав для висновків про незадовільні радіоекологічні показники поверхневого шару ґрунту даної території.
5. У цілому, найбільш інформативні результати про радіоекологічну ситуацію отримані (як і при дослідженні уранових родовищ натрій-уранової формації) за допомогою польових дозиметричних вимірювань, найбільш інформативні матеріали щодо інтерпретації поверхневих радіаційних досліджень з точки зору наявних геологічних, геофізичних, геоморфологічних даних – за допомогою вимірювань щільності потоку радону.

Від ДУ «ІГНС НАН України»

Від Новокосянтинівської шахти
ДП «Східний ГЗК»

 В.Г. Верховцев
 Ю.О. Фомін
 Ю.Є. Тищенко
 О.Ю. Тищенко
 Є.Б. Краснов
 Л.С. Осьмачко
 А.О. Студзінська
 К.К. Ярошенко




«Затверджую»

Директор Державної установи
шахти «Інститут геохімії навколишнього
середовища НАН України»
член-кореспондент НАН України



Г.В. Лисиченко

2017 р.

«Затверджую»

Директор Новокосятинівської
шахти Державного підприємства
«Східний гірничо-
збагачувальний комбінат»

В.А. Косаренко

21.09.

2017 р.

Акт

**впровадження (використання) результатів НДР
у народному господарстві**

одержаних ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» при виконанні у 2016 році науково-дослідної роботи за темою: «Розробка науково-методичних основ вдосконалення системи радіаційно-екологічної безпеки об'єктів ядерно-паливного циклу». Частина 1 (договір від 01.04.2016 р. № К-2-5/2016) і переданих Новокосятинівській шахті ДП «Східний ГЗК» у вигляді електронної версії Звіту про роботи Етапу 1 (автори: Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов, В.Г. Верховцев, Ю.С. Тищенко, І.Л. Колябіна, Л.С. Осмачко, О.В. Марініч, А.О. Студзінська, О.Ю. Тищенко, Є.Б. Краснов, І.Б. Краснова, К.К. Ярошенко та інші) загальним обсягом 205 сторінок тексту А4.

Робота виконувалася в рамках Цільової програми наукових досліджень Відділення ядерної фізики та енергетики НАН України: «Розвиток перспективних напрямів фундаментальних досліджень в ядерній, радіаційній фізиці та ядерній енергетиці». Термін виконання роботи: 2012 – 2016 рр.

Запропонована розробка присвячена вдосконаленню системи радіаційно-екологічної безпеки об'єктів ядерно-паливного циклу.

Основні завдання, які вирішувалися:

- визначення загальних загроз, що можуть виникати в зонах впливу господарської діяльності типових об'єктів ядерно-паливного циклу (ЯПЦ);
- оцінка радіаційних та екологічних ризиків та заходи щодо мінімізації впливів основних чинників радіаційно-екологічної небезпеки на навколишнє природне середовище, населення і персонал об'єктів;
- створення окремих елементів геоінформаційної системи (ГІС-системи) безпеки об'єктів ЯПЦ, що плануються для використання при обґрунтуванні управлінських рішень під час виникнення НС на різних рівнях реагування (загальнодержавному, регіональному та об'єктовому);
- вдосконалення методичних аспектів щодо функціонування окремих елементів системи комплексного радіоекологічного та геодинамічного моніторингу і технічних засобів щодо їх практичної реалізації;
- обґрунтування видів контролю значущих динамічних показників стану об'єктів ЯПЦ, які доцільно застосовувати як критерії потенційного ризику в системах управління техногенно-екологічною безпекою об'єктів ЯПЦ.

За отриманими результатами зроблені наступні висновки:

Розроблено методологію комплексного оцінювання радіоекологічних станів та картографування територій розташування об'єктів початкової стадії ЯПЦ та прогнозування їх змін у часі, що досягається шляхом системного узагальнення результатів геолого-пошукових, екологічних, радіометричних та радіогеохімічних обстежень територій, що досліджуються.

Перевірка інформативності та ефективності розробленої методології здійснена для зони впливу Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ, території запланованого будівництва заводу по виробництву ядерного палива для реакторів ВВЕР-1000 в околиці смт. Смолине Маловиськівського району Кіровоградської області, а також для інших об'єктів, в тому числі, промислової зони колишнього виробництва з переробки та збагачення уранових руд ВО «Придніпровський хімічний завод» та території промислово-міської агломерації м. Кам'янське (колишнє м. Дніпродзержинськ). За результатами цих вишукувань встановлено:

1. В межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ натрій-уранової формації, що розробляються, встановлено, що на обох уранових родовищах просторовий розподіл показників потужності експозиційної дози гамма-випромінювання середовища (прилад СРП-88Н) і потужності еквівалентної дози (прилад «Ритм-5ВД») характеризується локалізацією аномально високих показників на ділянках, розташованих в межах території шахт, що пов'язане з наслідками видобувних робіт. Прилегла до шахт територія у радіоекологічному відношенні є безпечною.

2. На Ватутінському і Новокосянтинівському родовищах за даними досліджень 2016 р. зафіксовані перевищення потужності експозиційної та еквівалентної дози в 8...10 разів в межах площ розташування обох шахт над фоновими показниками прилеглої території. Водночас, у 2015 р. у повітрі Ватутінського родовища були зафіксовані перевищення доз над фоновими у 25...30 разів. Суттєве зниження гамма-радіоактивності середовища на території Ватутінської шахти найвірогідніше досягнуте за рахунок майже повної переробки накопичених відвалів урановмісної породи та прибирання шлаків у 2016 році. Однак, існуючі рівні дозового навантаження на персонал обох об'єктів все ще залишаються близькими до граничних показників радіаційного впливу виробничого середовища за НРБУ-97 – 5 мЗв/рік (для населення – 1 мЗв/рік), що вимагає посилення заходів з радіаційного контролю та захисту, включаючи часткову дезактивацію забрудненої території.

3. Вимірювання щільності потоку радону з поверхні ґрунту в межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ показали, що аномально високі рівні даного параметра (перевищення на 1-2 порядки), очевидно, пов'язані з поверхневим відображенням розломних структур, які виділені у рельєфі:

- на площі розміщення Ватутінського родовища (проявлені балкою Курнікова), яка простягається східніше шахти, безпосередньо прилягаючи до нього;
- на площі розміщення Новокосянтинівського родовища – Волошинським яром – лівою притокою р. Мала Вись.

4. За результатами проведених досліджень рекомендується проведення періодичного моніторингу радону на територіях шахт Ватутінського та Новокосянтинівського родовищ і прилеглих до них площ.

5. Виміряні в лабораторних умовах проби ґрунту на показники альфа-, бета- (прилад «Супутник») та гамма-радіоактивності (прилад «Food Light»), відібрані в межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ, не додають суттєвої додаткової радіоекологічної інформації, однак, в цілому, підтверджують просторову приуроченість полів поширення аномально високої активності до територій розробки уранових родовищ. Кратність перевищення по активності гамма-випромінюючих радіонуклідів складає 5 разів, альфа-випромінюючих – середня 8...12, максимальна 100 разів, бета-випромінюючих – 10...30 разів.

6. Експериментально доведено, що:

- найбільш інформативні результати про радіоекологічну ситуацію можна отримати за допомогою польових дозиметричних вимірювань;
- найбільш інформативні дані для геоструктурного аналізу дають матеріали поверхневих радіаційних зйомок вимірювання щільності потоку радону.

7. За матеріалами досліджень, виконаних в промисловій зоні колишнього виробництва з переробки та збагачення уранових руд ВО «Придніпровський хімічний завод» та на території промислово-міської агломерації Кам'янське (колишнє м. Дніпродзержинськ), отримано такі науково-практичні результати:

7.1. Встановлено, що середній вміст урану у відходах хвостосховищ знаходиться на нижній межі його вмісту у промислових рудах. Таким чином, за кількісними показниками

хвостосховища є потенційно привабливими об'єктами – як техногенно-утворені вторинні уранові родовища, з яких можливо вилучити певну кількість цінної мінеральної сировини.

7.2. На прикладі хвостосховищ «Західне» та «Дніпровське», розташованих у промзоні колишнього ВО «Придніпровський хімічний завод», вперше обґрунтовано можливість застосування методу нерівноважних співвідношень генетично пов'язаних радіонуклідів для розрахунку кількісних параметрів виносу і оцінки прогнозного виносу ^{226}Ra з хвостосховищ уранопереробної промисловості. Одержані результати узгоджуються з даними вмісту рухомих форм ^{226}Ra у матеріалах цих хвостосховищ.

7.3. Для території промислово-міської агломерації Кам'янське розроблено методологічні засади та програмно-технічні засоби створення системи комплексного автоматизованого радіоекологічного моніторингу, що враховували ландшафтно-геохімічні, структурно-геологічні особливості району досліджень та техногенні чинники радіаційного впливу на персонал та населення міста. У запропонованій системі моніторингу виділено чотири підсистеми: атмосферного повітря (на відстані 1-1,5 м від поверхні землі), безпосередньо поверхні ґрунтів, ґрунтів зони аерації (в шпурах на глибині 1 м), ґрунтових та підземних вод (в криницях, свердловинах та джерельних витоках).

7.4. З урахуванням даних територіального розміщення основних джерел радіаційного впливу м. Кам'янське, особливостей ландшафтно-геоморфологічних умов та гідрокліматичних особливостей регіону, а також нормативів на створення системи радіоекологічного моніторингу, здійснено оптимізацію розміщення мережі пунктів спостереження, що дасть змогу у повному обсязі контролювати радіаційну обстановку у промислово-міській агломерації м. Кам'янське та своєчасно реагувати на зафіксовані системою зміни параметрів, у тому числі для випадків виникнення НС.

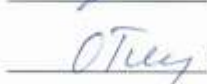
Від ДУ «ІГНС НАН України»

 Г.В. Лисиченко

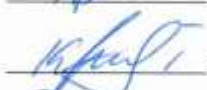
 Ю.Л. Забулонов

 В.Г. Верховцев

 Ю.С. Тищенко

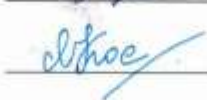
 О.Ю. Тищенко

 Є.Б. Краснов

 І.Б. Краснова

 Л.С. Осьмачко

 А.О. Студзінська

 К.К. Ярошенко

Від Новокостянтинівської шахти
ДП «Східний ГЗК»



«Затверджую»

Директор Державної установи
«Інститут геохімії навколишнього
середовища НАН України»
член-кореспондент НАН України



Г.В. Лисиченко

2017 р.

«Затверджую»

Директор Смолінської шахти
Державного підприємства
«Східний гірничо-
збагачувальний комбінат»



В.А. Косаренко

2017 р.

Акт

**впровадження (використання) результатів НДР
у народному господарстві**

одержаних ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» при виконанні у 2016 році науково-дослідної роботи за темою: «Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла Українського щита. Етап 1. Історія формування осадового чохла Українського щита та епохи уранонакопичення в екзогенних умовах» (договір від 01.04.2016 р. № К-2-5/2016) і переданих Смолінській шахті ДП «Східний ГЗК» у вигляді електронної версії Звіту про роботи Етапу 1 (автори: В.Г. Верховцев, Ю.О. Фомін, Л.С. Осмачко, А.О. Студзінська, Ю.Є. Тищенко, О.Ю. Тищенко, Є.Б. Краснов, К.К. Ярошенко та інші) загальним обсягом 133 сторінок тексту А4.

Запропонована розробка присвячена розвитку мінерально-сировинної бази ядерної енергетики України на основі комплексної оцінки та геолого-економічного обґрунтування перспектив пошуків та освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла УЩ, вдосконалення і апробації пошукових методів та методик.

Мета робіт першого етапу полягає в дослідженні історії формування осадового чохла УЩ та епохи уранонакопичення в екзогенних умовах.

Основні подальші завдання роботи:

- визначення закономірностей уранонакопичення та вивчення екзогенних родовищ урану в осадовому чохлі УЩ;
- палеогеоморфологічний та палеогеодинамічний аналізи процесів денудації і формування мезо-кайнозойської поверхні вирівнювання УЩ для встановлення нових палеодолин й уточнення карти рельєфу поверхні фундаменту, встановлення сучасних базисів ерозії (регіональних дренів);
- прогнозування пошуків та розробка надійних пошукових критеріїв уранових руд, визначення конкретних територій, де можуть існувати промислові руди даного типу;
- геолого-економічне обґрунтування перспектив пошуків та освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла УЩ.

За результатами проведених досліджень кінцевою продукцією буде подальший розвиток теорії гідрогенного уранового рудоутворення, вдосконалення радіометричної апаратури, радіометричних, радіогеохімічних пошукових методів та методик, розробка та впровадження науково-практичних і методичних рекомендацій у виробництво.

НДР виконується в рамках цільової комплексної програми наукових досліджень «Наукове забезпечення розвитку ядерно-енергетичного комплексу та перспективних ядерних технологій» та присвячена вирішенню однієї з науково-технічних проблем – «Розвиток сировинної бази ядерної енергетики» – цієї програми.

Тема всього проекту: «Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла українського щита» (2016-2018 рр.).

Він складається з трьох самостійних етапів:

Етап 1. Історія формування осадового чохла Українського щита та епохи

уранонакопичення в екзогенних умовах (2016 р., даний звіт).

Етап 2. Закономірності уранонакопичення та екзогенні родовища урану в осадовому чохлі Українського щита (2017 р., проміжний річний звіт).

Етап 3. Прогнозна оцінка, пошукові критерії та геолого-економічне обґрунтування перспектив пошуків і освоєння екзогенних родовищ в осадовому чохлі Українського щита (2018 р., заключний звіт).

На першому етапі:

1. Встановлено закономірності формування епох уранонакопичення в осадовому чохлі УЩ.
2. Наданий прогноз поверхневих концентрацій урану у зв'язку з родовищами урановорудної альбітитої формації Інгульського мегаблоку УЩ.
3. Досліджено поведінку урану в родовищах альбітитої формації, в тому числі і в зоні гіпергенезу.
4. Удосконалено методику комплексних радіаційних досліджень (дозиметричної, еманацийної і радіогеохімічної зйомок) із застосуванням сучасних технічних засобів радіаційного контролю (на території відомих уранових родовищ).
5. Проведено польові, лабораторні і картографувальні роботи з розробки пошукових радіаційних критеріїв та дослідження наявного стану і оцінювання очікуваного потенційного коротко- та довгострокового радіоекологічного впливу Сафонівського епігенетично-інфільтраційного уранового родовища, Ватутинського і Новокосятинівського уранових родовищ натрій-уранової формації, що розробляються у даний час.
6. Досліджена сучасна геодинаміка районів розміщення Сафонівського родовища урану та Новокосятинівського урановорудного поля.
7. Удосконалено науково-методичні засади оцінки індивідуальної радіаційної чутливості персоналу об'єктів ядерної енергетики України.

Роботи виконувались як в камеральних – комплексний аналіз друкованих, фондів і власних матеріалів, лабораторна аналітика, так і експедиційних умовах – радіометричні, радіогеохімічні, структурні-геологічні дослідження, документація свердловин з відбором керну, відбір проб ґрунтів та підземних і поверхневих вод, тощо – головним чином, з метою встановлення пошукових критеріїв та комплексного вивчення уранових руд різних генетичних типів.

За отриманими результатами зроблені наступні висновки:

– На основі історико-геологічного аналізу фанерозойських утворень платформної частини України та комплексного аналізу відомих родовищ урану в осадовому чохлі УЩ охарактеризовані закономірності формування металогенічних епох уранонакопичення в осадових формаціях регіону. Визначена продуктивність окремих епох, встановлені ознаки промислового уранового зруденіння.

– За результатами дослідження поверхневих концентрацій урану в межах відомих уранових родовищ натрій-уранової формації встановлено:

1. Вміст урану на вивчених родовищах альбітитої формації приблизно однаковий (в середньому, г/т): від 4,8-15,9 у вмісних породах і 13,0-25,1 в безрудних альбітитах до 80,3-197,7 в слаборудних альбітитах і 835,0-2409,6 в кондиційних рудах. Різниця концентрації урану в зруденілих і рудних альбітитах (бортовий вміст) взято за величиною 300 г/т, тобто значна кількість металу при розробці родовищ піде у відвали. Особливо слід підкреслити можливу наявність в рудних зонах регенованих (інфільтраційних) локальних проявів урану і супутніх елементів, не пов'язаних з альбітитами, наприклад рудопрояв «Обгінний» на північному фланзі Мічуринського рудного поля. Тут у Bi-U рудах вміст U в тектонічній глині досягає ураганного – близько 15,5 %, у смугі 10-20 см від рудної жили кількість урану складає 0,03-0,05 %, тобто відповідає промисловій. Враховуючи орієнтованість пошуково-розвідувальних та експлуатаційних робіт на альбітитах, такі концентрації можуть також потрапляти у відвали.

2. Серед форм знаходження урану в рудній масі виділені: уран власних (первинних і вторинних) мінералів, високорадіоактивних акцесорних мінералів, розсіяний у

породоутворюючих мінералах і мобілізований вторинними процесами. Серед перерахованих форм, відсутні ті, в яких уран зберігав би повну інертність, навіть такі акцесорні мінерали як циркон і монацит виявляють ознаки регенерації з перерозподілом урану. Значна частина урану у всіх блоках порід, що підлягають експлуатаційній виїмці, може бути віднесена до «рухомого», тобто має досить високу міграційну здатність. Ця форма може бути джерелом забруднення підземних і поверхневих вод і ґрунтів. Але вона може вилучатись, збільшуючи корисний вихід рудного урану, при використанні технологій вилугування, або формувати вторинні (молоді) концентрації.

3. Гіпергенез, проявлений на всіх вивчених об'єктах, супроводжується як виносом урану (до 42 %) з каолінової зони кори вивітрювання, так і накопиченням його в зоні збагачення. На Новокозятинівському родовищі встановлено дві таких ділянки (збагачення) – у підшві бучацьких покривних (вугленосних) відкладів і в підшві кори вивітрювання нижче рівня ґрунтових вод разом з сидеритом. Поведінка урану та інших елементів із змінною валентністю характеризується подібними рисами, а саме: виносом із зони окиснення і відносним тимчасовим накопиченням на відновлювальному бар'єрі в проміжних зонах, частіше в каолін-гідролітичній. Показовим для ділянок прояву гіпергенних процесів є порушення рівноваги U-Pb систем: верхнім зонам властивий надлишок радіогенної добавки свинцю, тоді як з глибиною, за рахунок привносу урану зверху із зони окиснення, усе більш зростає дефіцит ^{206}Pb .

4. Вміст урану в підземних і поверхневих водах району Кіровограда варіює від $0,6$ до $228 \cdot 10^{-6}$ г/л; максимальна його кількість визначена в пробі води з самовиливної свердловини в самому Кіровограді. Значення pH вод південної лісостепової і північної степової зон блоку становить 5,0-8,0. Лужні води з pH 7,5-8 характерні для південного обрамлення уранорудного району; ці води в середньому відрізняються підвищеним вмістом дейтерію: $\delta D = -74,7$ ‰. Середні значення δD нейтральних і кислих вод (pH 5-7) дорівнює $-82,6$ ‰. Переважаючими формами міграції урану у водах різного характеру мінералізації, вірогідно, будуть аніонні форми, саме у вигляді ді- і трикарбонатураніла $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2(\text{H}_2\text{O})_2]^{2-}$ і $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$. Істотно гідрокарбонатний склад вод безпосередньо в районі м. Кіровоград зафіксовано в більшості пробуваних водних джерел.

5. З точки зору кліматичних, геоморфологічних, гідродинамічних і гідрогеохімічних умов, а також потенційних джерел урану Інгульський мегаблок представляється дуже перспективним для пошуків поверхневих молодих концентрацій урану. Цей висновок цілком підтверджується зіставленням матеріалів по Канадському і Українському щитам. Інтерес у цьому плані також представляють наведені матеріали відносно поверхневих родовищ урану у США та Австралії. Найперспективнішою зоною пошуків таких концентрацій на УЩ можна вважати південне обрамлення району альбітитових родовищ, а саме, лівобережжя Південного Бугу в поєднанні з його лівими притоками – Синюхою, Інгулом та Інгульцем. Ця гідрогеологічна система визначає ділянки, де сприятливо поєднуються місця розвантаження збагачених ураном підземних вод, ступінь аридності клімату з лужною реакцією ґрунтових вод і наявність серед покривних фаций порід-сорбентів. Маються на увазі відклади бучацької світи, а також деякі інші пастки, з урахуванням вітчизняного та зарубіжного досвіду.

6. У роботі з поверхневими концентраціями слід враховувати, що «молодий» уран може не супроводжуватися дочірніми продуктами і, отже, не проявитися радіоактивними аномаліями. Тому пошуки таких концентрацій потребують застосування нестандартної методики. Взагалі, дослідниками відмічається дуже велика вірогідність їх пропуску при використанні виключно радіометричних пошуків. Враховуючи можливу відсутність в межах поверхневих концентрацій урану радіоактивних аномалій, а також просторове співпадання контурів таких концентрацій з поліметальними геохімічними аномаліями елементів-супутників урану, вважаємо доцільним і перспективним використання при пошукових і розвідувальних роботах геохімічні методи. Наприклад, методику з визначенням відносної мобільності елементів та побудовою відповідних рядів рухомості на різних рівнях, включаючи кореневу основу, зону дезінтеграції, гідролітично-каолінову і каолінову кору вивітрювання, ґрунтовий шар, потоки розсіювання. Апробація цієї методики у межах Тальнівської площі УЩ з нашою участю продемонструвала цілком позитивні результати.

7. Аналіз поведінки елементів-супутників урану (на прикладі Братського уранового

родовища в алювіальних покладах ерозійно-тектонічної палеодолини р. Південний Буг) з використанням їх модельних рядів рухливості підтверджує мобільність, в різних шарах поверхневого розрізу порід і в тій чи іншій мірі, таких металів, як: молібден, ванадій, нікель, кобальт, мідь, цинк, свинець. У верхніх шарах, а саме: у каоліновій зоні кори вивітрювання, у ґрунтах обох горизонтів та в потоках розсіювання, тобто в окислювальних умовах вище рівня ґрунтових вод всі ці елементи (як і уран) поводять себе, як цілком рухливі і можуть перевідкладатись або зовсім вимиватись із названих ділянок підземними чи поверхневими водами.

– Надані прогнозно-пошукові рекомендації щодо поверхневих (молодих) накопичень урану в районах розвитку ураноносних альбітітів Інгульського мегаблоку УЩ.

– Під час комплексних радіаційних вишукувань успішно апробовано та відпрацьовано нову методологію досліджень навколишнього середовища в частині дозиметричної та радіометричної зйомки поверхневого та приповерхневого горизонту ґрунтів, яка за допомогою геопросторової інтерпретації отриманих результатів дозволяє: 1) визначати існуючі радіоекологічні параметри території та 2) встановлювати поля аномальної активності різних радіаційних показників для співставлення отриманих результатів з геологічними даними.

– За результатами польових і лабораторних досліджень в межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ натрій-уранової формації, що розробляються, встановлено:

1. На обох уранових родовищах просторовий розподіл показників потужності експозиційної дози гамма-випромінювання середовища (прилад СРП-88Н) і потужності еквівалентної дози (прилад «Ритм-5ВД») характеризується локалізацією аномально високих показників на ділянках, розташованих на території шахт, що пов'язане з наслідками видобувних робіт. Прилегла до шахт територія у радіоекологічному відношенні є безпечною. На території Ватутінського і Новокосянтинівського родовищ зафіксовані однакові рівні перевищення потужності експозиційної та еквівалентної дози на територіях обох шахт над фоновими показниками прилеглої території, які досягають 8...10 разів. Водночас, у 2015 р. у повітрі Ватутінського родовища зафіксовані перевищення доз над фоновими у 25...30 разів; суттєве зниження гамма-радіоактивності середовища на території Ватутінської шахти найвірогідніше досягнуте за рахунок майже повної переробки накопичених відвалів урановмісної породи та прибирання шлаків. Однак, існуючі рівні дозового навантаження персоналу на обох об'єктах все ще залишаються близькими до граничних показників радіаційного впливу виробничого середовища за НРБУ-97 – 5 мЗв/рік (для населення – 1 мЗв/рік), що вимагає посилення заходів з радіаційного контролю та захисту, включаючи часткову дезактивацію забрудненої території.
2. Вимірювання щільності потоку радону з поверхні ґрунту показали, що аномально високі рівні даного показника, очевидно, пов'язані з поверхневим відображенням місцевих розломних структур, які у рельєфі місцевості Ватутінського родовища проявлені балкою Курнікова, яка простягається східніше шахти, безпосередньо прилягаючи до нього, Новокосянтинівського – Волошинським яром – лівою притокою р. Мала Вись. Зафіксовані перевищення показників ЩПР над фоновими на Ватутінському родовищі досягають двох порядків, на Новокосянтинівському – одного. Рекомендується проведення періодичного моніторингу радону на територіях шахт та прилеглих площ.
3. Виміряні в лабораторних умовах показники альфа-, бета- (прилад «Супутник») та гамма-радіоактивності (прилад «Food Light») у відібраних пробах ґрунту не додають суттєвої додаткової інформації, однак, в цілому, підтверджують просторову приуроченість полів поширення аномально високої активності до територій розробки уранових родовищ. Кратність перевищення по активності гамма-випромінюючих радіонуклідів складає 5 раз, альфа-випромінюючих – середня 8...12, максимальна 100, бета-випромінюючих – 10...30 раз.
4. Результати гамма-спектрометричних аналізів відібраних проб ґрунтів показують, в цілому, невисокі рівні активності радіонуклідів уранового і торієвого рядів, які навіть дещо нижчі відповідних глобальних показників. Дещо підвищені рівні активності, зафіксовані в окремих пробах, не дають підстав для висновків про незадовільні радіоекологічні показники та

застосування захисних заходів чи іншого втручання.

5. У цілому, найбільш інформативні результати про радіоекологічну ситуацію отримані за допомогою польових дозиметричних вимірювань, найбільш інформативні матеріали щодо інтерпретації поверхневих радіаційних досліджень з точки зору наявних геологічних, геофізичних, геоморфологічних даних – за допомогою вимірювань щільності потоку радону.

– Комплексні польові та лабораторні радіаційні дослідження території Східного покладу Сафонівського уранового родовища екзогенного (епігенетично-інфільтраційного) типу дозволили установити наступне:

1. Прилегла до родовища територія у радіоекологічному відношенні є досить безпечною. Водночас, просторовий розподіл потужності еквівалентної дози характеризується локалізацією аномально високих показників на ділянках, приурочених до території родовища, де зафіксовані рівні перевищення потужності еквівалентної дози над фоновими показниками прилеглої території, які досягають 5 разів, що у 3,5 рази перевищує граничні показники радіаційного впливу для населення (1 мЗв/рік). Таким чином, у випадку початку розробки родовища, необхідно буде передбачити посилені заходи з радіаційного контролю та захисту території і населення. Також існують певні підстави вважати, що простежується вплив розломних структур даної території на рівні ПЕД.

2. Вимірювання щільності потоку радону з поверхні ґрунту показали, що аномально високі рівні даного показника, очевидно, пов'язані з поверхневим відображенням найбільшого за розмірами рудного тіла. Подальші дослідження можуть виявити непрямим методом існування інших потенційних рудних тіл.

3. Виміряні в лабораторних умовах показники альфа-, бета- та гамма-радіоактивності у відібраних пробах ґрунту не додають суттєвої додаткової інформації, однак, в цілому, підтверджують існування певних полів поширення аномально високої активності на території Сафонівського уранового родовища.

4. Результати гамма-спектрометричних аналізів відібраних проб ґрунтів показують, в цілому, невисокі рівні активності радіонуклідів уранового і торієвого рядів, які співмірні з глобальними показниками. Деяко підвищені рівні активності, зафіксовані в окремих пробах, не дають підстав для висновків про незадовільні радіоекологічні показники поверхневого шару ґрунту даної території.

5. У цілому, найбільш інформативні результати про радіоекологічну ситуацію отримані (як і при дослідженні уранових родовищ натрій-уранової формації) за допомогою польових дозиметричних вимірювань, найбільш інформативні матеріали щодо інтерпретації поверхневих радіаційних досліджень з точки зору наявних геологічних, геофізичних, геоморфологічних даних – за допомогою вимірювань щільності потоку радону.

Від ДУ «ІГНС НАН України»

Від Смолінської шахти
ДП «Східний ГЗК»

 В.Г. Верховцев

 Ю.О. Фомін

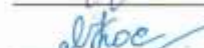
 Ю.С. Тищенко

 О.Ю. Тищенко

 Є.Б. Краснов

 Л.С. Осьмачко

 А.О. Студзінська

 К.К. Ярошенко

«Затверджую»

Директор Державної установи
«Інститут геохімії навколишнього
середовища НАН України»
член-кореспондент НАН України



Г.В. Лисиченко

01.09 2017 р.

«Затверджую»

Директор Смолінської шахти
Державного підприємства
«Східний гірничо-
збагачувальний комбінат»



В.А. Косаренко

01.09 2017 р.

**Акт
впровадження (використання) результатів НДР
у народному господарстві**

одержаних ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» при виконанні у 2016 році науково-дослідної роботи за темою: «Розробка науково-методичних основ вдосконалення системи радіаційно-екологічної безпеки об'єктів ядерно-паливного циклу». Частина 1 (договір від 01.04.2016 р. № К-2-5/2016) і переданих Смолінській шахті ДП «Східний ГЗК» у вигляді електронної версії Звіту про роботи Етапу 1 (автори: Г.В. Лисиченко, Ю.Л. Забулонов, В.Г. Верховцев, Ю.С. Тищенко, І.Л. Колябіна, Л.С. Осьмачко, О.В. Марініч, А.О. Студзінська, О.Ю. Тищенко, Є.Б. Краснов, І.Б. Краснова, К.К. Ярошенко та інші) загальним обсягом 205 сторінок тексту А4.

Робота виконувалася в рамках Цільової програми наукових досліджень Відділення ядерної фізики та енергетики НАН України: «Розвиток перспективних напрямів фундаментальних досліджень в ядерній, радіаційній фізиці та ядерній енергетиці». Термін виконання роботи: 2012 – 2016 рр.

Запропонована розробка присвячена вдосконаленню системи радіаційно-екологічної безпеки об'єктів ядерно-паливного циклу.

Основні завдання, які вирішувалися:

- визначення загальних загроз, що можуть виникати в зонах впливу господарської діяльності типових об'єктів ядерно-паливного циклу (ЯПЦ);
- оцінка радіаційних та екологічних ризиків та заходи щодо мінімізації впливів основних чинників радіаційно-екологічної небезпеки на навколишнє природне середовище, населення і персонал об'єктів;
- створення окремих елементів геоінформаційної системи (ГІС-системи) безпеки об'єктів ЯПЦ, що плануються для використання при обґрунтуванні управлінських рішень під час виникнення НС на різних рівнях реагування (загальнодержавному, регіональному та об'єктовому);
- вдосконалення методичних аспектів щодо функціонування окремих елементів системи комплексного радіоекологічного та геодинамічного моніторингу і технічних засобів щодо їх практичної реалізації;
- обґрунтування видів контролю значущих динамічних показників стану об'єктів ЯПЦ, які доцільно застосовувати як критерії потенційного ризику в системах управління техногенно-екологічною безпекою об'єктів ЯПЦ.

За отриманими результатами зроблені наступні висновки:

Розроблено методологію комплексного оцінювання радіоекологічних станів та картографування територій розташування об'єктів початкової стадії ЯПЦ та прогнозування їх змін у часі, що досягається шляхом системного узагальнення результатів геолого-пошукових, екологічних, радіометричних та радіогеохімічних обстежень територій, що досліджуються.

Перевірка інформативності та ефективності розробленої методології здійснена для зони впливу Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ, території запланованого будівництва заводу по виробництву ядерного палива для реакторів ВВЕР-1000 в околиці смт. Смоліно Маловиськівського району Кіровоградської області, а також для інших об'єктів, в тому числі, промислової зони колишнього виробництва з переробки та збагачення уранових руд ВО «Придніпровський хімічний завод» та території промислово-міської агломерації м. Кам'янське (колишнє м. Дніпродзержинськ). За результатами цих вишукувань встановлено:

1. В межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ натрій-уранової формації, що розробляються, встановлено, що на обох уранових родовищах просторовий розподіл показників потужності експозиційної дози гамма-випромінювання середовища (прилад СРП-88Н) і потужності еквівалентної дози (прилад «Ритм-5ВД») характеризується локалізацією аномально високих показників на ділянках, розташованих в межах території шахт, що пов'язане з наслідками видобувних робіт. Прилегла до шахт територія у радіоекологічному відношенні є безпечною.

2. На Ватутінському і Новокосянтинівському родовищах за даними досліджень 2016 р. зафіксовані перевищення потужності експозиційної та еквівалентної дози в 8...10 разів в межах площ розташування обох шахт над фоновими показниками прилеглої території. Водночас, у 2015 р. у повітрі Ватутінського родовища були зафіксовані перевищення доз над фоновими у 25...30 разів. Суттєве зниження гамма-радіоактивності середовища на території Ватутінської шахти найвірогідніше досягнуте за рахунок майже повної переробки накопичених відвалів урановмісної породи та прибирання шлаків у 2016 році. Однак, існуючі рівні дозового навантаження на персонал обох об'єктів все ще залишаються близькими до граничних показників радіаційного впливу виробничого середовища за НРБУ-97 – 5 мЗв/рік (для населення – 1 мЗв/рік), що вимагає посилення заходів з радіаційного контролю та захисту, включаючи часткову дезактивацію забрудненої території.

3. Вимірювання щільності потоку радону з поверхні ґрунту в межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ показали, що аномально високі рівні даного параметра (перевищення на 1-2 порядки), очевидно, пов'язані з поверхневим відображенням розломних структур, які виділені у рельєфі:

- на площі розміщення Ватутінського родовища (проявлені балкою Курнікова), яка простягається східніше шахти, безпосередньо прилягаючи до нього;
- на площі розміщення Новокосянтинівського родовища – Волошинським яром – лівою притокою р. Мала Вись.

4. За результатами проведених досліджень рекомендується проведення періодичного моніторингу радону на територіях шахт Ватутінського та Новокосянтинівського родовищ і прилеглих до них площ.

5. Виміряні в лабораторних умовах проби ґрунту на показники альфа-, бета- (прилад «Супутник») та гамма-радіоактивності (прилад «Food Light»), відібрані в межах Ватутінського і Новокосянтинівського уранових родовищ, не додають суттєвої додаткової радіоекологічної інформації, однак, в цілому, підтверджують просторову приуроченість полів поширення аномально високої активності до територій розробки уранових родовищ. Кратність перевищення по активності гамма-випромінюючих радіонуклідів складає 5 разів, альфа-випромінюючих – середня 8...12, максимальна 100 разів, бета-випромінюючих – 10...30 разів.

6. Експериментально доведено, що:

- найбільш інформативні результати про радіоекологічну ситуацію можна отримати за допомогою польових дозиметричних вимірювань;
- найбільш інформативні дані для геоструктурного аналізу дають матеріали поверхневих радіаційних зйомок вимірювання щільності потоку радону.

7. За матеріалами досліджень, виконаних в промисловій зоні колишнього виробництва з переробки та збагачення уранових руд ВО «Придніпровський хімічний завод» та на території промислово-міської агломерації Кам'янське (колишнє м. Дніпродзержинськ), отримано такі науково-практичні результати:

7.1. Встановлено, що середній вміст урану у відходах хвостосховищ знаходиться на нижній межі його вмісту у промислових рудах. Таким чином, за кількісними показниками

хвостосховища є потенційно привабливими об'єктами – як техногенно-утворені вторинні уранові родовища, з яких можливо вилучити певну кількість цінної мінеральної сировини.

7.2. На прикладі хвостосховищ «Західне» та «Дніпровське», розташованих у промзоні колишнього ВО «Придніпровський хімічний завод», вперше обґрунтовано можливість застосування методу нерівноважних співвідношень генетично пов'язаних радіонуклідів для розрахунку кількісних параметрів виносу і оцінки прогнозного виносу ^{226}Ra з хвостосховищ уранопереробної промисловості. Одержані результати узгоджуються з даними вмісту рухомих форм ^{226}Ra у матеріалах цих хвостосховищ.

7.3. Для території промислово-міської агломерації Кам'янське розроблено методологічні засади та програмно-технічні засоби створення системи комплексного автоматизованого радіоекологічного моніторингу, що враховували ландшафтно-геохімічні, структурно-геологічні особливості району досліджень та техногенні чинники радіаційного впливу на персонал та населення міста. У запропонованій системі моніторингу виділено чотири підсистеми: атмосферного повітря (на відстані 1-1,5 м від поверхні землі), безпосередньо поверхні ґрунтів, ґрунтів зони аерації (в шпурах на глибині 1 м), ґрунтових та підземних вод (в криницях, свердловинах та джерельних витоках).

7.4. З урахуванням даних територіального розміщення основних джерел радіаційного впливу м. Кам'янське, особливостей ландшафтно-геоморфологічних умов та гідрокліматичних особливостей регіону, а також нормативів на створення системи радіоекологічного моніторингу, здійснено оптимізацію розміщення мережі пунктів спостереження, що дасть змогу у повному обсязі контролювати радіаційну обстановку у промислово-міській агломерації м. Кам'янське та своєчасно реагувати на зафіксовані системою зміни параметрів, у тому числі для випадків виникнення НС.

Від ДУ «ІНС НАН України»

 Г.В. Лисиченко

 Ю.Л. Забуонов

 В.Г. Верховцев

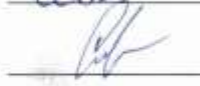
 Ю.С. Тищенко

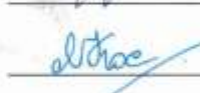
 О.Ю. Тищенко

 С.Б. Краснов

 І.Б. Краснова

 Л.С. Осьмачко

 А.О. Студзінська

 К.К. Ярошенко

Від Смолінської шахти ДП
«Східний ГЗК»

_____ / _____ /

«Затверджую»
Директор ДУ «ІНС



Лисиченко
2016 р.

«Затверджую»
Начальник ПЗЕ № 46
КП «Кіровгеологія»



В.М. Сергієнко
2016 р.

Акт

впровадження (використання) результатів НДР у народному господарстві

одержаних ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України» при виконанні відомих фундаментальних науково-дослідних робіт II-01-12 «Розробка науково-методичних основ вдосконалення системи радіаційно-екологічної безпеки об'єктів ядерно-паливного циклу» та III-07-16 «Металогенія урану, торію і супутніх елементів в геологічних структурах України та вдосконалення методів пошуку і науковий супровід видобування», наукової роботи за договором № К-2-5/2016 з НАН України «Комплексна оцінка та геолого-економічне обґрунтування перспектив освоєння екзогенних родовищ урану осадового чохла Українського щита» (етап I «Історія формування осадового чохла Українського щита та епохи уранонакопичення в екзогенних умовах») і переданих ПЗЕ № 46 КП «Кіровгеологія» у вигляді окремої науково-дослідної розробки *«Етапи розвитку структурного плану центральної частини Українського щита (Інгульський мегаблок і суміжні шовні зони) та умови формування і локалізації уранових, ураноторієвих руд»* (автори: Л.С. Осьмачко, А.О. Студініська) загальним обсягом 20 сторінок тексту.

Запропонована розробка присвячена питанням структурно-речовинної еволюції рудних альбітитів та вміщуючих їх кристалічних порід з висвітленням їх будови та закономірностей просторового розміщення.

Впроваджені (використані) у виробництві дослідження мають наступні отримані вперше результати та висновки:

1. Структурний ансамбль, до якого входять Інгульський мегаблок Українського щита (УЩ) та суміжні шовні зони – Голованівська і Криворізько-Кременчуцька є суттєвою здвиговою дислокаційною системою – Інгульською. Вона формувалася в декілька етапів дислокаційних перетворень кристалічного фундаменту, остаточно оформилася на нижньопротерозойський час, адже в сучасному структурному малюнку УЩ виражена геологічними тілами нижньопротерозойського віку.

2. Новоукраїнський й інші масиви, як складові Інгульської дислокаційної системи, є гібридними, ієрархічними, високо впорядкованими дислокаційними структурами, які формувалися в декілька тектонічних імпульсів, шляхом структурних й речовинних перетворень первинного субстрату.

3. Рудні мінерали, агрегати та тіла беруть участь у формуванні структурного малюнку на відповідних рівнях організації, тобто і вони (рудні) пройшли ту ж історію формування – сформовані завдяки тому ж багатоактному тектонічному процесу (здвигу/ротачії), що і породоутворювальні мінерали, агрегати та тіла вмієних.

4. Із вище приведених даних слідує, що будова та речовинне наповнення рудовмісних структур є вторинними. Тобто рудна речовина виділялась з порід кристалічної основи, перетворювалась (разом з нерудними компонентами), переміщувалась, та набувала нових речовинних і просторових форм, пристосовуючись до відповідних Р-Т й кінематичних умов.

провокованих тектонічними імпульсами, яких, для досліджуваної території, відомо не менше десяти. Перші п'ять з них реалізувались у в'язко-пластичних умовах (до 1,8 млрд. років тому), інші в пружно-крихких.

5. Рудні тіла, як закономірні складові Інгульської суттєво здвигової системи, займають в ній певні, в геолого-кінематичному відношенні, комірки. А саме, це складові частини системи, де на час її остаточного становлення (нижній протерозой) панували умови відносно понижених деформаційних тисків – тині тиску. Це: а) міжбудинний простір, де будинаж-тілами є дві субкільцеві складові Кореунь-Новомиргородського плутону, Новоукраїнський масив та Бобринєцько-Кіровоградський; б) приторцеві частини відзначених будин; в) S-подібні субтіла внутрішніх частин зазначених мегабудин; г) серпоподібні тіла Західно-Інгулецької підзони. Зазначене, має слугувати провідним пошуковим критерієм.

Від ДУ «ІГНС НАН України»

Від ПЗЕ № 46

КП «Кіровгеологія»

Відповідальні виконавці:

 Л.С. Осьмачко
 А.О. Студзінська

Відповідальний за впровадження
(використання) результатів:

Головний геолог

 В.І. Погукай

ДОДАТОК Б

Малюнки та фото, що розкривають деталі досліджень

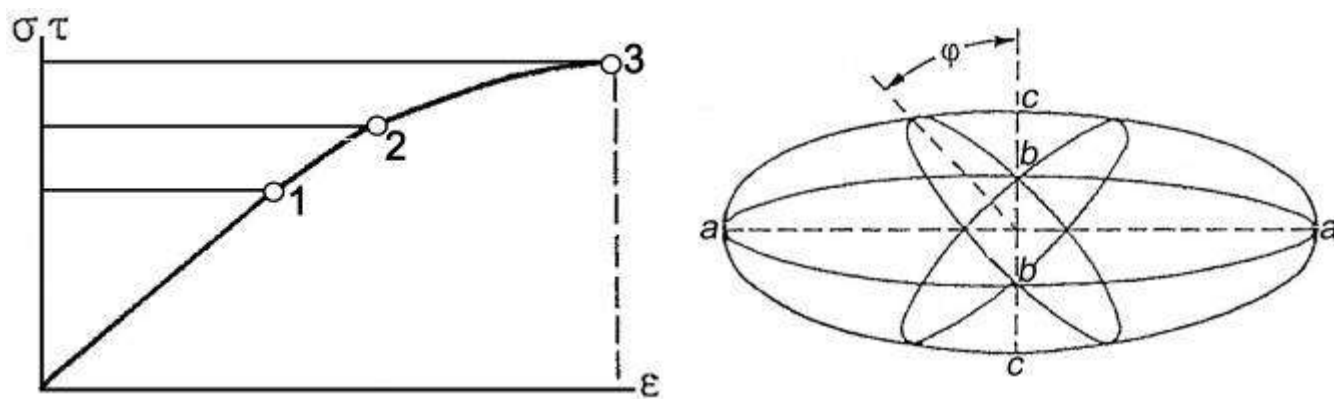


Рис. Б.1.1. Графік, який у спрощеному вигляді характеризує зміну видів деформації залежно від величини напружень (σ , τ) та розмірів деформації (ϵ): 1 — межа пружності, 2 — межа текучості, 3 — межа міцності [112, 113]

Рис. Б.1.2. Еліпсоїд напружень-деформації (пояснення в тексті), за [113, 251]

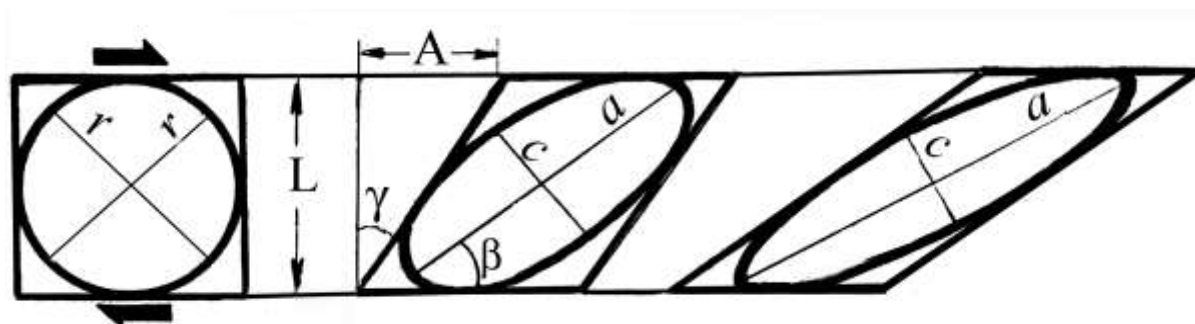


Рис.Б.1.3. Аналіз здвигової деформації на прикладі двовісної моделі еліпсоїда обертання (досліджується квадрат та вписане в нього коло). Пояснення в тексті; за [113, 171, 251, 275]

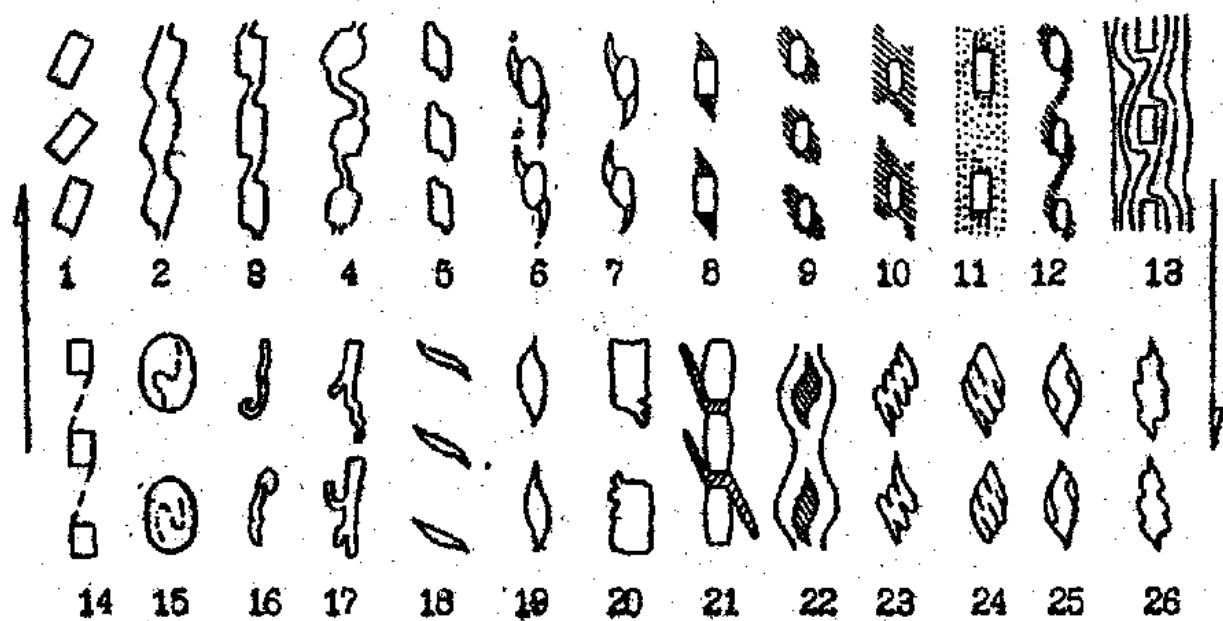


Рис. Б.1.9. Різновиди будинаж-структур з ознаками диференціальних зміщень, за [192]. Пояснення в тексті



Рис. Б.2.5. Фрагмент гібридної будови Новоград-Волинської структури, речовинно – гнейси. 1 – смугастість генерації-1 як внутрішня організація лінзи складу біотитових гнейсів; 2 – смугастість та сланцюватість широтного та північно-східного

простягання етапу-4 (темні смуго- та лінзоподібні утворення) як результат поновлення (перекристалізації) структур генерацій-1 та 3; 3.1 – смугастість вторинної гранітизації етапу-4; 3 – виокремлення гранітоїдного складу, що опірюють структури етапу-4. Фото орієнтоване, площина близька до горизонтальної

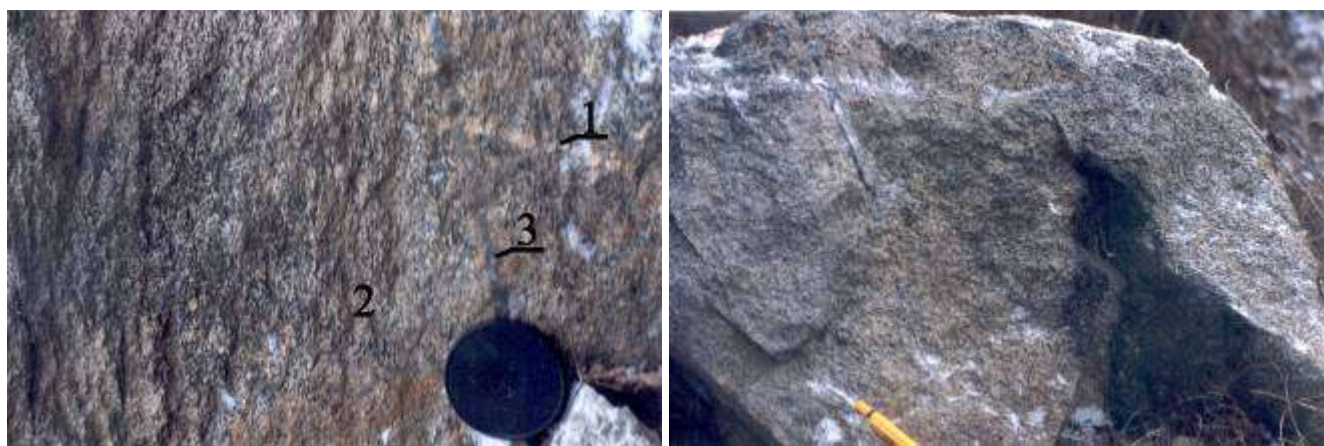


Рис. Б.2.6. Гібридна будова гранітоїдів Новоград-Волинської структури. 1 – смугастість генерації-1; 2 – сланцюватість генерації-3; 3 – вторинна смугастість генерації-3; Площина близька до горизонтальної. Масштаб – кришечка фотоапарату

Рис. Б.2.7. Сланцюватість та вторинна смугастість генерації-3 в гранітоїдах Новоград-Волинської структури. Простежується тіньова смугастість генерації-1. Площина близька до вертикальної, експозиція південна



Рис. Б.2.8. Фрагмент гібридної будови Новоград-Волинської структури. 1–2 – структури мезорозлінування генерації-3, де 1 – власне лінзи (окреслені чорним контуром, та відповідають лінзам на рис 2.4, 2.5), 2 – сланцюватий матрикс; 3 – супутні першим Т – структури; 4 – структури генерації-4. Площина відслонення похила на Пд під $< 30^\circ$

Рис. Б.2.9. Структури-будинаж генерації-3. Будини згідні сланцюватості. 1 – будини гранітоїдного складу, що мають трьохкомпонентну внутрішню структурну організацію; 2 – сланцюватий матрикс складу біотитових гнейсів широтного до північно-західного простягання. Площина горизонтальна



Рис. Б.2.10. Структури-будинаж генерації-3. Будини згідні сланцюватості. 1, 2 теж, що на рис. 2.9; 3 – плитоподібні тіла кварцитового складу меридіонального простягання, що січуть будини. Площина горизонтальна

Рис. Б.2.11. Будини (1) не згідні сланцюватому матриксу (2) північно-західного простягання. Площина горизонтальна

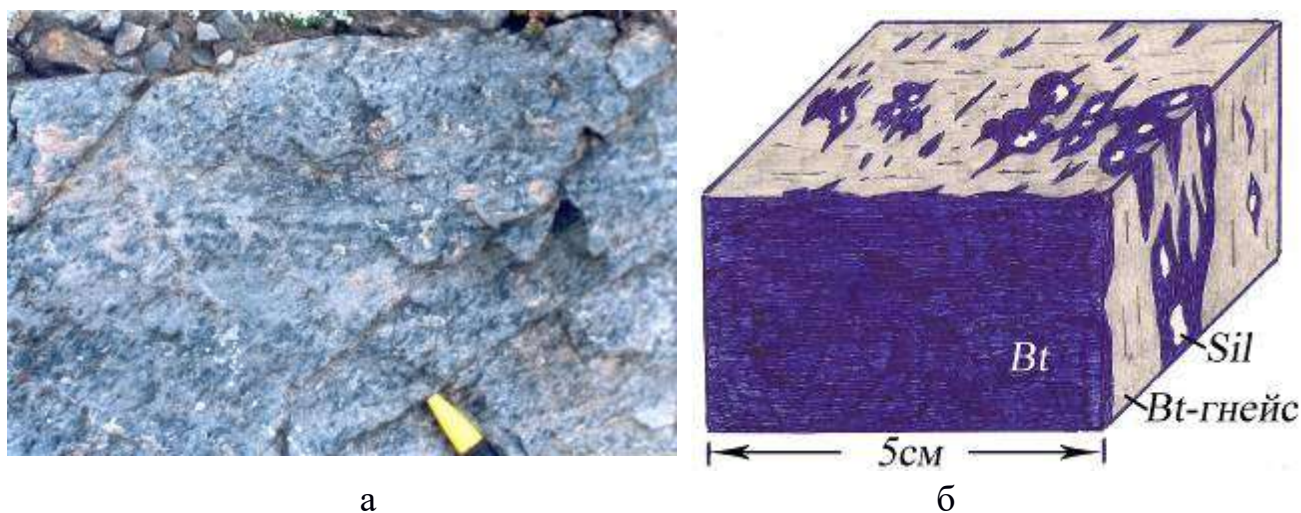


Рис. Б.2.12. Відроджені структури (за рахунок більш давніх утворень) генерації-4 в гнейсах новоград-волинської товщі – смугастість широтного простягання та сланцюватість – північно-східного (темно-сірі). а) – фото, загальний вигляд (площина близька до горизонтальної), б) детальна зарисовка (штупф орієнтований). Символи мінералів відповідно [179]

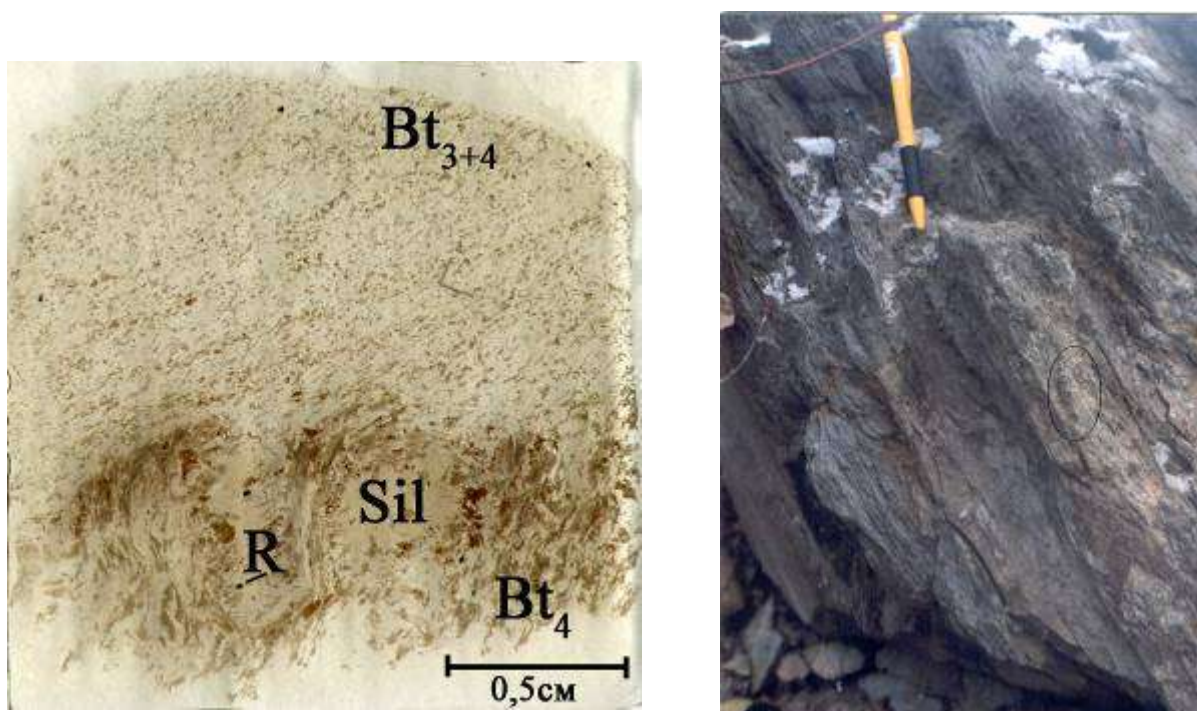
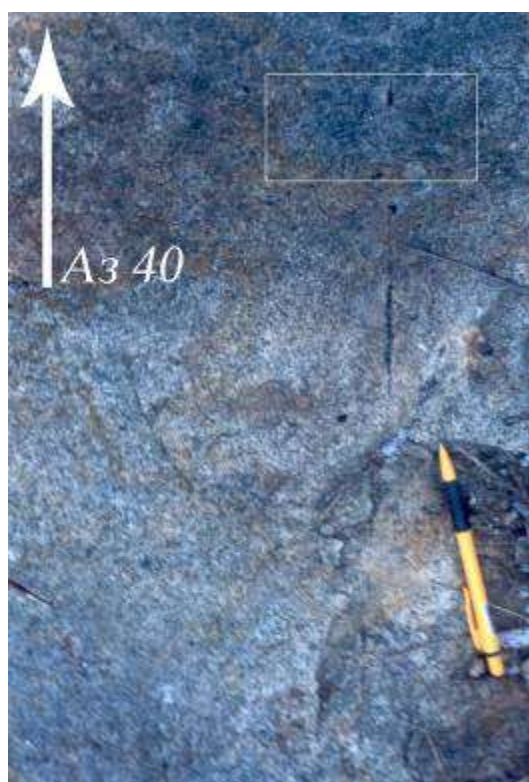


Рис. Б.2.13. Орієнтований шліф із зразка, що на рис. 2.12. Смугастість широтного простягання (крупнозернистий агрегат – Bt_4 , Sil, R) та сланцюватість – північно-східного (темні шліри – Bt_4), в біотитових гнейсах (Bt_3) субширотного простягання

Рис. Б.2.14. Інтенсивна сланцюватість північно-східного простягання генерації-4 в гнейсах новоград-волинської товщі, де більш древні структури знищені. Овалом виділено лінзовидне реліктове включення складу мікрогнейсів. Площина вертикальна, експозиція південно-західна



а



б

Рис. Б.2.15. Смугастість та сланцюватість генерації-4 в Ми-Вт гранітоїдах, де а – загальний вигляд, б – укрупнене зображення. Рамочкою виділено фрагмент з реліктовими структурами північно-західного простягання. Площина горизонтальна



Рис. Б.2.16. Фрагмент гібридної будови Новоград-Волинської структури, де акцентовано увагу на структурах генерації-4. Пояснення в тексті. Фото орієнтоване, площина близька до горизонтальної.

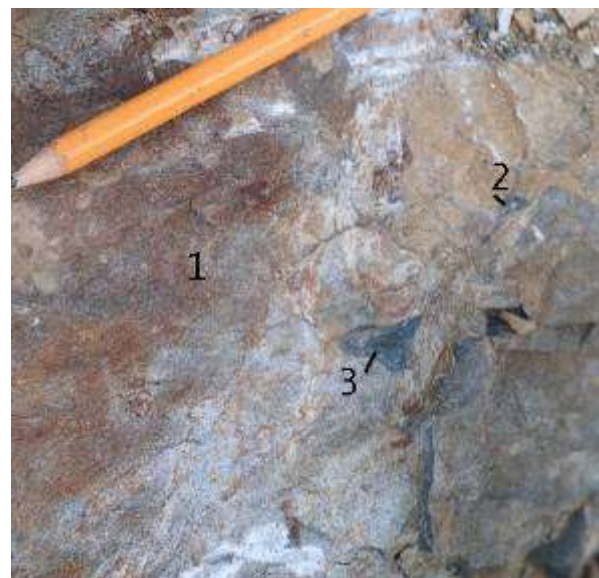


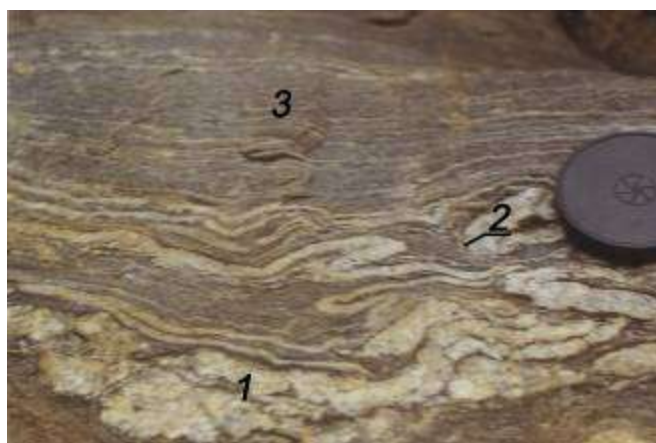
Рис. Б.2.17. Структури вторинної гранітизації й розлінзування, що сформовані по мігматитовій смугастості. Підкреслені штрих-пунктиром. Площина горизонтальна, фото орієнтоване

Рис. Б.2.18. Структури генерації-5 – ультрамілоніти в гнейсах новоград-волинської товщі. 1 – власне гнейси субширотного простягання; 2 – ультрамілонітовий шлір меридіонального простягання; 3 – складка сформована ультрамілонітом. Площина горизонтальна, фото орієнтоване



Рис. Б.2.19. Структури генерації-6: перетин та розлінзування кварцитових тіл меридіонального простягання. 1 – будини гранітоїдного складу, 2 – плитоподібні тіла кварцитового складу (структури генерації-3). Площина горизонтальна, фото близьке до орієнтованого

Рис. Б.2.20. Структури генерації-7: площини ковзання широтного простягання. Площина вертикальна, експозиція південна



а



б



в

Рис. Б.2.22. Структури синмігматичної смугастості (1), вторинної смугастості (2, 3) на (рис. 2.22 а, б) та будинажу (в). Площини близькі до горизонтальних, фото орієнтовані; масштаб – кришечка фотоапарату. По північні околиці м. Новоград-Волинський

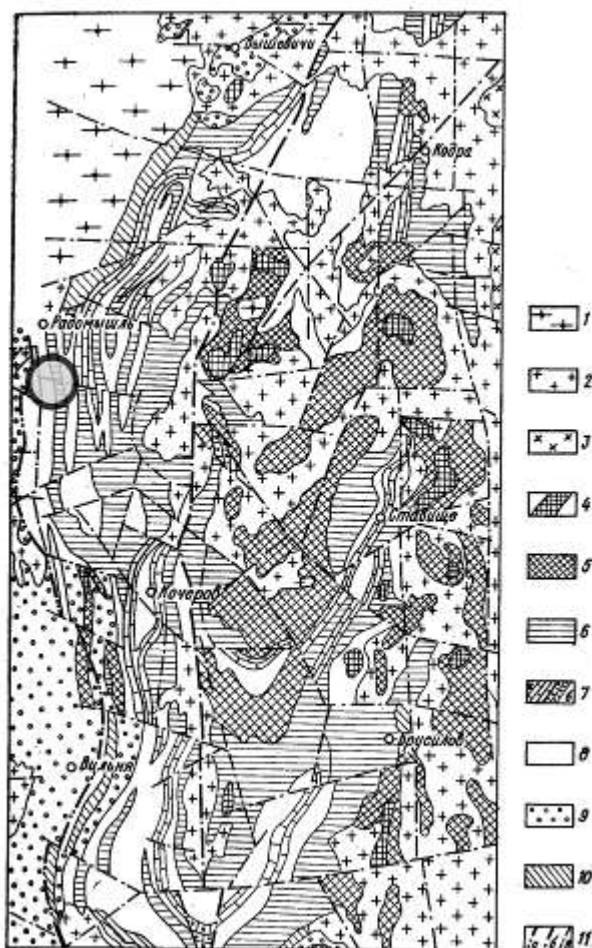


Рис. Б.2.24. Схематична геологічна карта докембрію району Кочерівської синклінорії, за [199]. 1 – 3 – гранітоїди: коростенського комплексу, 2 – кіровоградсько-житомирського комплексу, 3 – чуднобердичівські; 4 – габро амфіболізовані, габро-амфіболіти, рідко піроксеніти і горнблендити; 5 – фастівська світа – ортоамфіболіти і їх змінні різновиди (гнейси біотит-амфібол-плагіоклазові і біотит-плагіоклазові); 6 – кочерівська світа – гнейси і сланці біотит-плагіоклазові, амфібол-плагіоклазові, рідше амфіболіти; 7 – теж саме – мармури (а – кальцитові, б – доломітові); 8 – теж саме – кальцифіри, вапняно-силікатні роговики і сланці; 9 – городська світа – гнейси і сланці біотит-плагіоклазові з силіманітом, гранатом й графітом; 10 – роговики; 11 – тектонічні порушення (а – Віленська зона зім'яття, б – Кочерівська зона розломів, в – інші). Кружечком виділена ділянка детальних робіт



Рис. Б.2.25. Анізотропні мезоструктури Кочерівського «синклінорію», ~ 8 км на південь від м. Радомишль, площина горизонтальна [145]

Рис. Б.2.26. Узагальнена проекція на верхню півсферу смугастості й сланцюватості (Y) та лінійності (L) за мінеральними агрегатами та довгими осями лінзоподібних тіл. $n = 197$

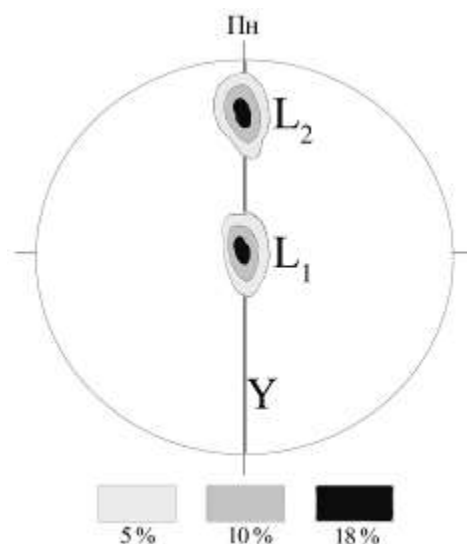


Рис. Б.2.32. Дислокаційні структури – смугастість північно-західного простягання (генерація-2) та сланцюватість північно-східного (генерація-3) в чарнокітоїдах Літинської куполоподібної структури. Площина горизонтальна

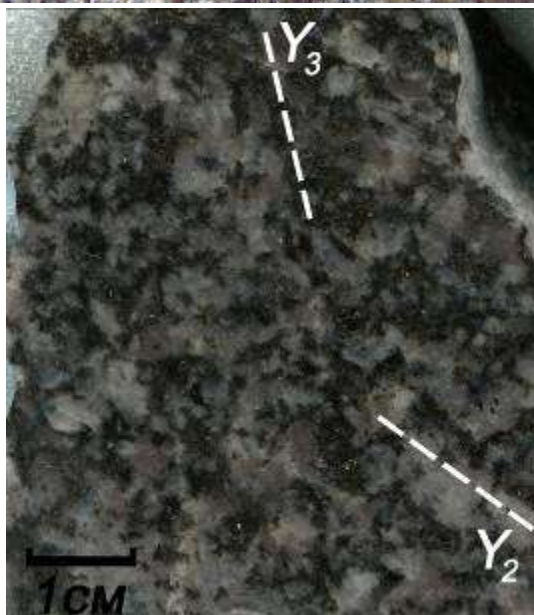


Рис. Б.2.35. Декілька генерацій сланцюватостей (Y_2, Y_3) – підкреслені штрих-пунктиром в меланократових гранітоїдах Хмільницької зони розломів. Зріз горизонтальний, в площині $a:c$ Y_2 ; зразок зорієнтований відносно сторін світу (№ 4 на рис. 2.33)

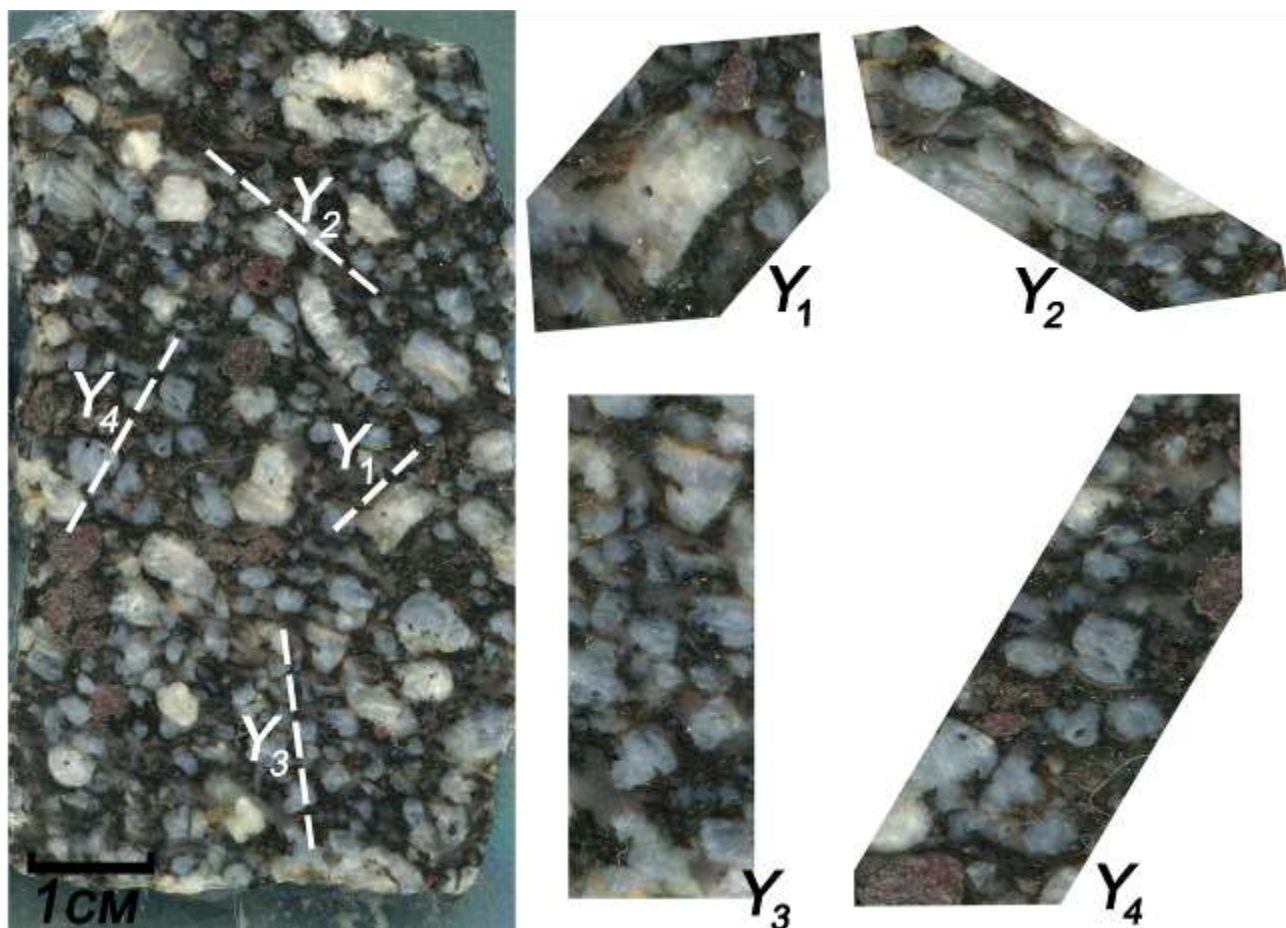
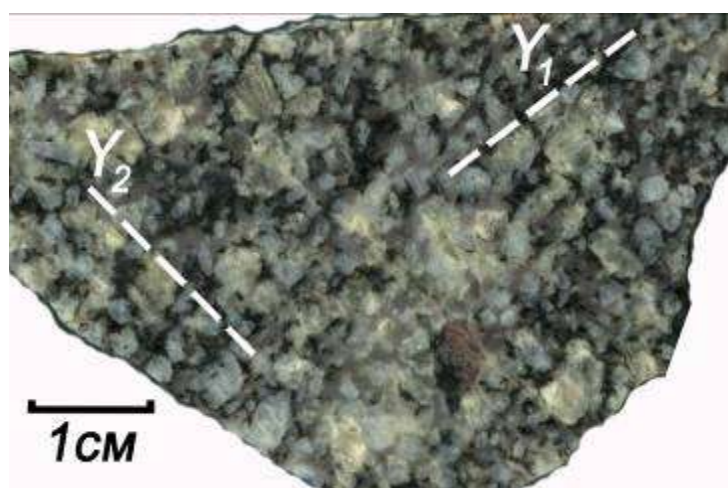


Рис. Б.2.36. Декілька генерацій сланцюватостей (Y_{1-4}) – підкреслені штрих-пунктиром в меланократових гранітоїдах Хмільницької зони розломів. Зріз горизонтальний, в площині $a:c$ Y_2 ; зразок зорієнтований відносно сторін світу (№ 2 на рис. 2.33). Праворуч – збільшені деталі. Гранат як і інші мінерали залучено до розсланцювання генерацій 2-4 з розосередженням зерен та утворенням хвостів



№ 6



№ 1

Рис. Б.2.37. Декілька генерацій сланцюватості ($Y_{1, 2}$) в лейкократових гранітоїдах Хмільницької зони розломів. Під фото – номери зразків, що відповідають таким на рис. 2.33. Інші позначення див. вище



а (№ 3)



б (№ 2)

Рис. Б.2.38. Мікроструктури генерації-2, 3 в меланократових гранітоїдах: а) сланцюватість виражена новоутвореними шлірами завдяки залученню речовини смугастості генерації-1 (деталь зр. № 3 на рис. 2.34); б) сланцюватість у вигляді новоутворених хвостів за схемою правого здвигу (деталь зр. № 2 на рис. 2.36)



А



Б

Рис. Б.2.39. Мікроструктури генерації-2 в лейкократових гранітоїдах: а) сланцюватість виражена новоутвореними шлірами з залученням зерна гранату та ПШ генерації-1 (деталь зр. № 6 на рис. 2.37); б) сланцюватість у вигляді новоутворених хвостів за схемою правого здвигу (деталь зр. № 1 на рис. 2.37. Колом виділено тінь тиску, де під мікроскопом спостережено скупчення монациту, циркону та рудних

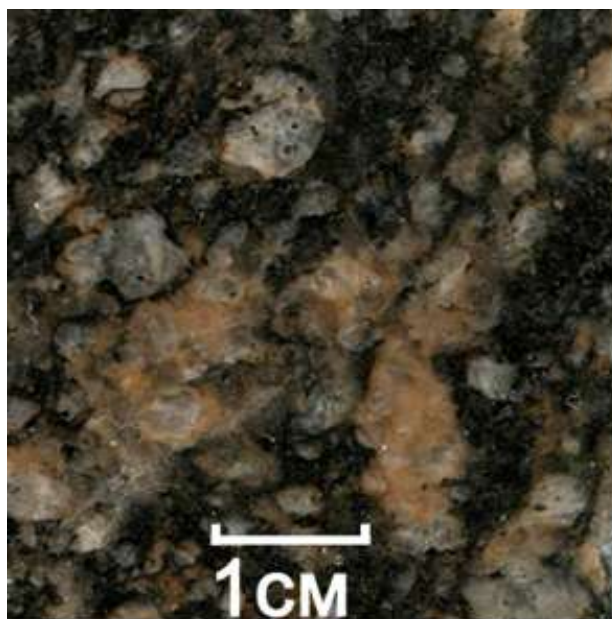


а (№ 7)

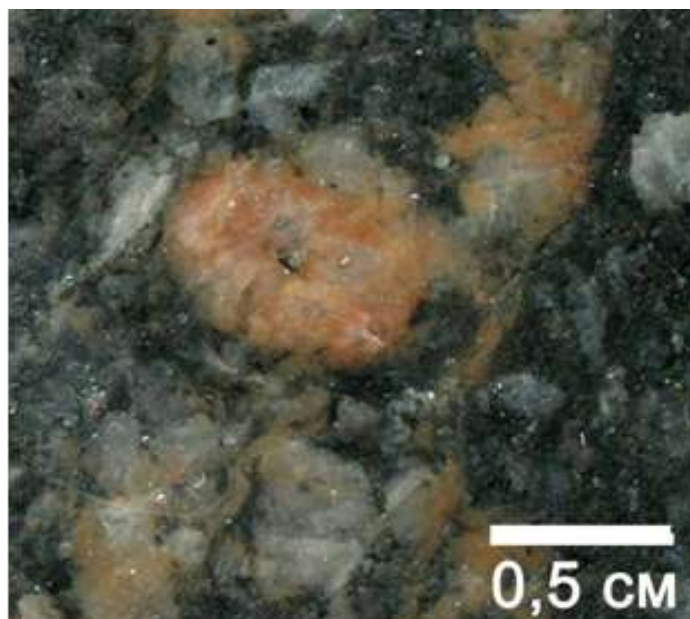


б (№9)

Рис. Б.2.41. Декілька генерацій сланцюватостей (Y_{1-4}) в калішпатизованих гнейсах Хмільницької зони розломів. а – три генерації добре розрізняються; б – Y_3 повністю підпорядкована Y_4 . В дужках – номери зразків, що відповідають таким на рис. 2.33. Інші позначення див. вище



а



б

Рис. Б.2.42. Підпорядкування й залучення до розсланцювання етапу-4 більш ранніх утворень з формуванням S-структур. а – деталь до рис. 2.40, б – деталь до рис. 2.41 б

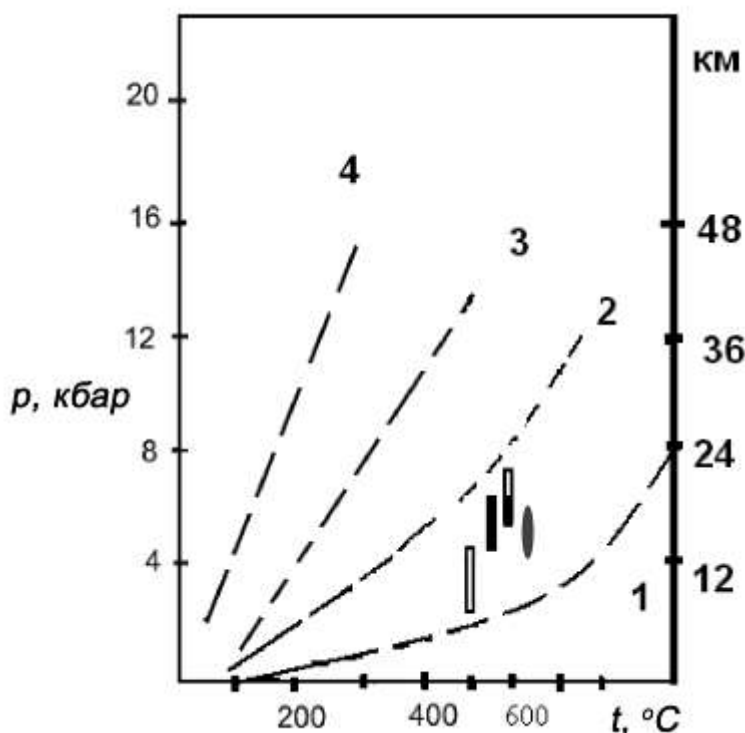


Рис. Б.2.47. Приблизні області P, t -метаморфізму порід Літинської (сірий овал) і Хмельницької структур (прямокутники чорні – меланократові гранітоїди, білі – лейкократові). Пунктиром показані геотерми, що характерні для різних геодинамічних обстановок: 1 – острівних дуг і гарячого рифтогенезу; 2 – в межах стабільної континентальної кори; 3 – в зоні субдукції гарячої океанічної кори; 4 – в зоні субдукції охолодженої океанічної кори. Діаграма зроблена за сприяння Вільковського В.О. (ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України).

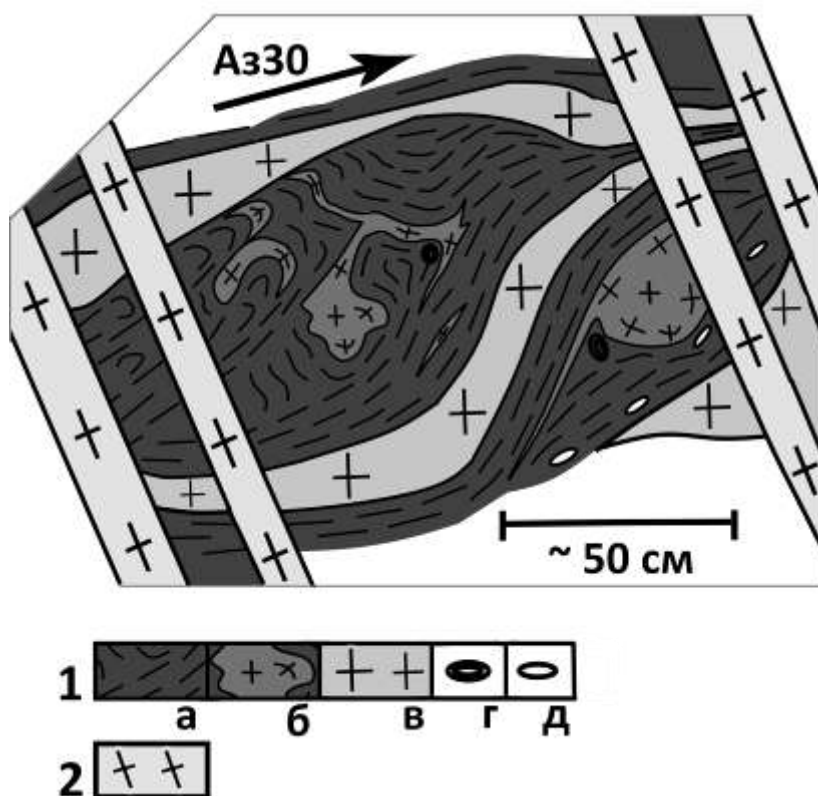


Рис. Б.2.49. Внутрішня будова смугастості генерації-1, яка свідчать про режим здвигу/ротації при її становленні. 1 – складові структур генерації-1, що відповідають піроксеновим гнейсам (а), ендербітам (б), чарнокітам (в), виокремленням темноколірних мінералів та сульфідів в тінях тиску (г), кварцитами (д); 2 – структури генерації-2. Площина близька до горизонтальної. Близько 1 км вгору за теч. р.Півд.Буг від с. Саленці, прав.берег

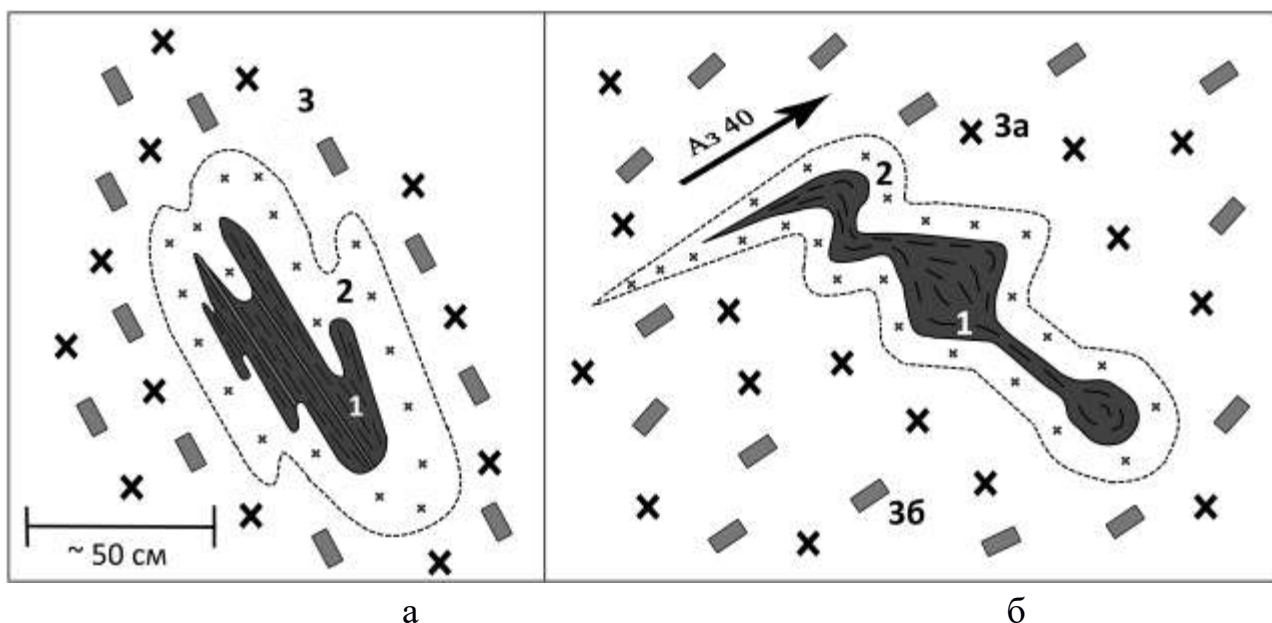


Рис. Б.2.50. Взаємовідношення дислокаційних структур генерацій 1 – 3 у вертикальній (а) та горизонтальній (б) площинах. 1 – 3 – утворення відповідних генерацій. Де 3а, б – складові генерації-3, що відповідають плагіогранітам (а) та гранітам й поодиноким зернам і агрегатам КПШ (б). Складчасті форми засвідчують реалізацію як ліво- так і правозсувних переміщень при становленні даного структурного малюнку. В декількох км вище по теч. р. Півд. Буг від м. Райгород

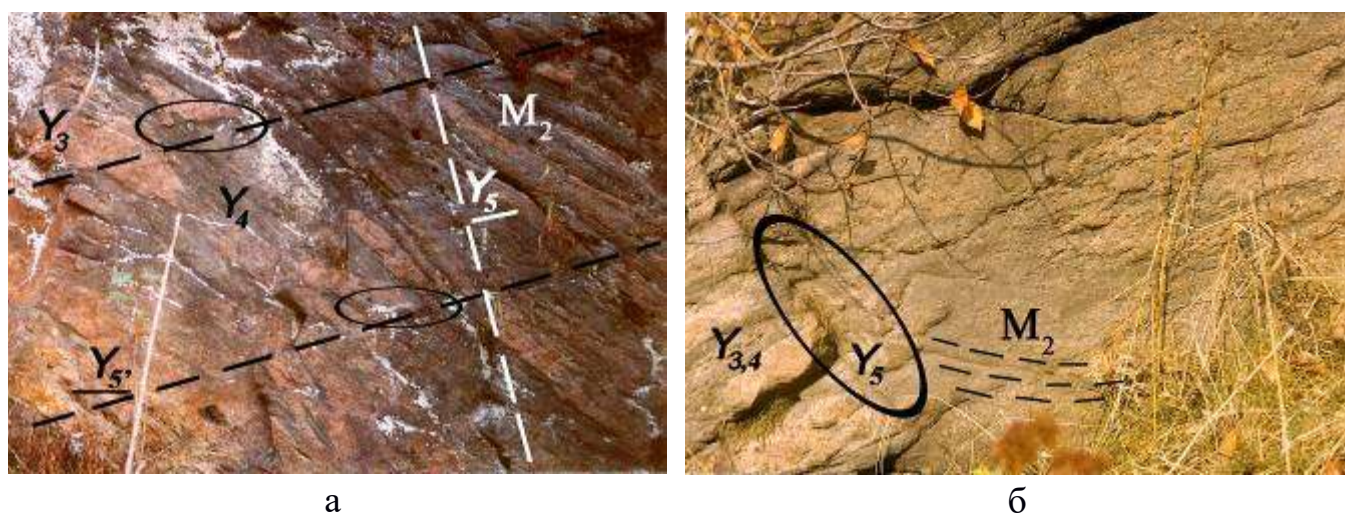


Рис. Б.2.51. Фрагмент «масиву собітів», де добре проявлено задіяння розлінзуванням генерації-4 (Y_4) порфіробластичної сланцюватості генерації-3 (Y_3) у вигляді розосередження крупних зерен КПШ та їх агрегатів. M_2 – смугастість генерації-2. Y_5 , $Y_{5'}$ – площини сланцюватостей генерацій-5, 5' (підкреслені штрих-пунктиром). Овалами виділені деталі, де хорошо видно залучення $Y_{3,4}$ до Y_5 та показані на рис. нижче. Зрізи вертикальні, а – експозиція північна, б – південна. Прав.берег р.Півд.Буг, північно-західна околиця с. Саленці



а



б

Рис. Б.2.52. Деталі до рис. 2.51, де добре виражено залучення Y_5 структур всіх попередніх генерацій

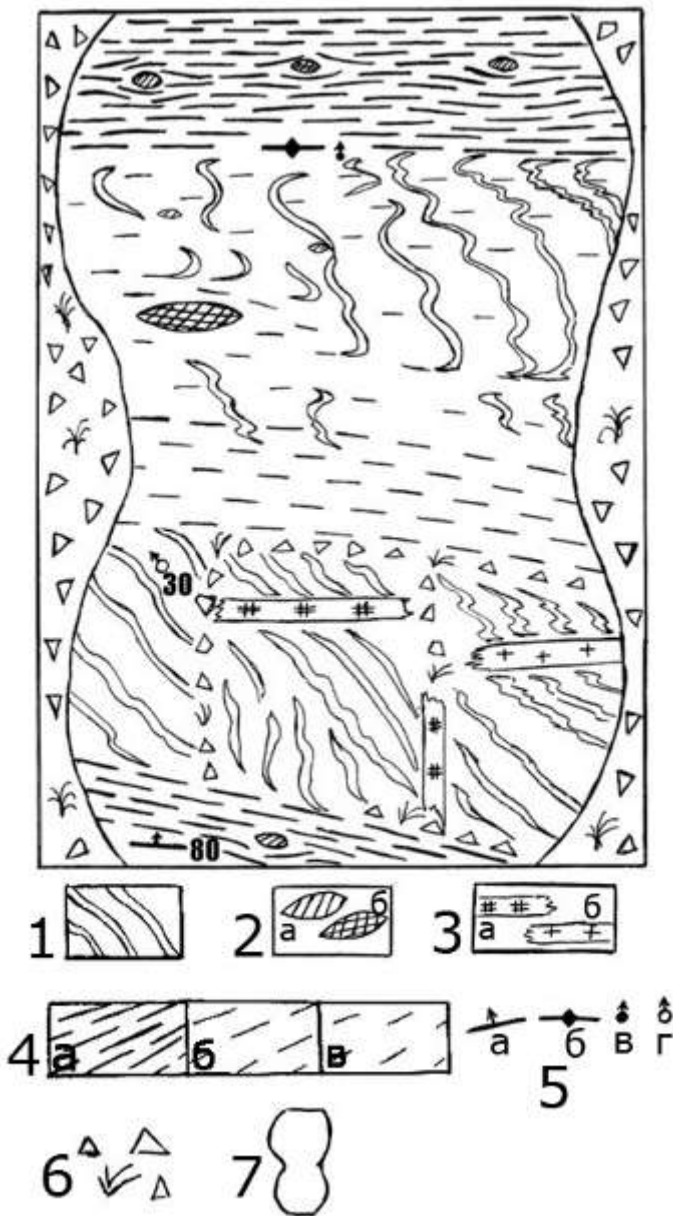


Рис. Б.2.55. Принципова схема будови ділянки в плані кристалічного фундаменту в межах кар'єру «Одеський», прав. берег р. Південний Буг, в 4-х км нижче по течії від с.Казавчин. 1 – структури генерації-1 – асиметрична складчастість складу ендербіту. 2 – лінзовидні релікти складу: а – ендербітів, б – мафітів. 3 – дайкоподібні утворення генерації-2 складу: а – ендербітів; б – гранітоїдів. 4 – структури генерації-3 – фрагмент зони розсланцювання, речовинно – міксит; розсланцювання: а – інтенсивне, б – середнього ступеню, в – слабке. 5 – елементи залягання: а – простягання та напрямок падіння площинних елементів, цифра поруч – кут падіння; б – простягання та вертикальне падіння площинних елементів; в – вертикальне падіння лінійних елементів; г – похиле залягання лінійних елементів та напрямок занурення, цифра – кут занурення. 6 – задерновка. 7 – контури кар'єру

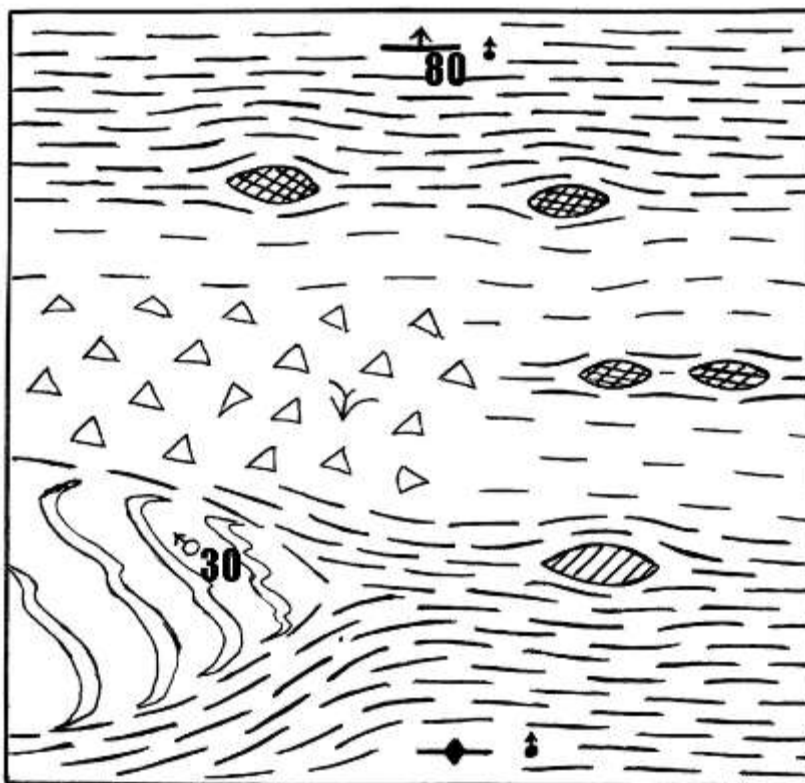


Рис. Б.2.56. Принципова схема будови ділянки в плані кристалічного фундаменту в межах кар'єру «Козачий Яр», лів. берег р. Південний Буг, південніше с. Салькове. Умовні позначки такі ж як до рис. 2.55

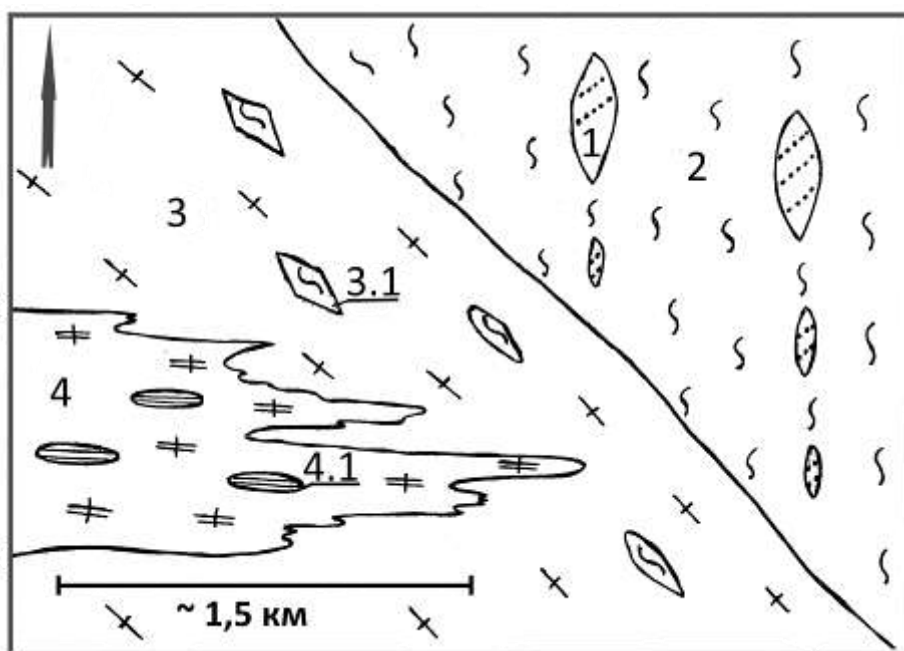


Рис. Б.2.57. Структурна карто-схема ділянки в межах ГШЗ (р. Ятрань, між сс. Орлово-Покотилово). 1 – смугастість північно-східного простягання етапу-1 як внутрішня організація будин етапу-2; 2 – зона в'язкої течії

меридіонального простягання етапу-2, речовинно – ендербіт-чарнокіт; 3 – зона кристалізаційно-сланцюватої течії північно-західного простягання етапу-3, речовинно – гранітоїд білий середньо-зернистий з гранатом, 3.1 – лінзо-, ромбоподібні релікти утворень попередніх етапів; 4 – зона вторинної гранітизації та мігматизації етапу-4, 4.1 – релікти більш древніх структур.



а



б

Рис. Б.2.58. Структури асиметричної складчастості/смугастості генерації-1, речовинно – ендербіт: а – зріз вертикальний, поперечний до осей складчастих форм (експозиція південно-східна, масштаб – 25-копійкова монета); б – площина горизонтальна (фото орієнтоване). Правий берег р. Південний Буг. Південна частина Одеського кар'єру



а



б

Рис. Б.2.60. Реліктові тіла в межах смугастості генерації-1 в ендербітах. а – релікт (в центрі темне) відповідає масивному ендербіту (зріз близький до вертикального, експозиція південна); б – релікт складу базиту (план, фото орієнтоване, масштаб – польова книжка). Центральна частина Одеського кар'єру



а



б

Рис. Б.2.61. Смугастість генерації-1 в ендербітах відносно інтенсивно лінеаризована. а – без видимих новоутворень (зріз субвертикальний, поперечний до простягання смугасті, експозиція східна, західна стінка північної частини Одеського кар'єру); б – розсланцювання смугасті-1 супроводжене новоутвореними стрічкоподібними агрегатами КФС (зріз горизонтальний, фото орієнтоване, дно північної частини Одеського кар'єру)

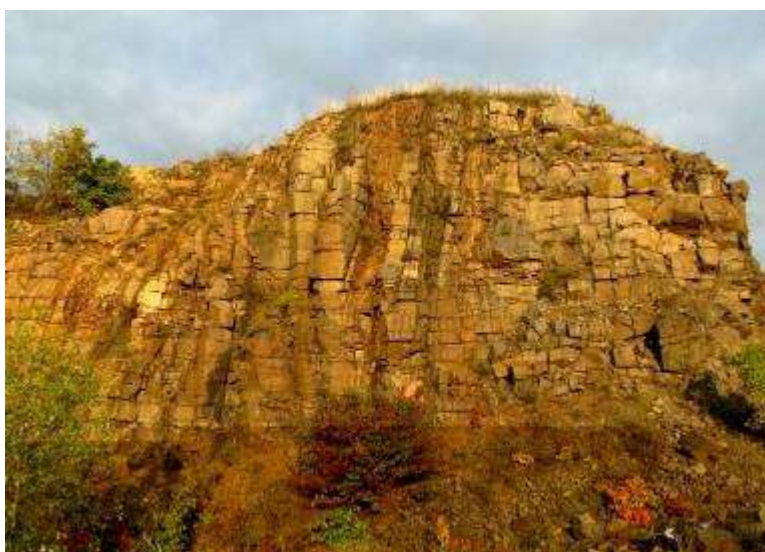


а



б

Рис. Б.2.62. Дайкоподібні тіла (структури генерації-2): а – ендербітового складу, б – гранітного, які супроводжуються лівим підворотом смугасті-1. План, фото орієнтовані; масштаб – 10-копійкова монета. Одеський кар'єр



а



б

Рис. Б.2.63. Фрагмент в'язкого сланцюватого розлому з меланжевою будовою субширотного простягання – структури генерації-3. Речовинно – міксит. а – загальний вигляд; б – деталь – мезоструктури вторинного розшарування, розлінзування та розвальцювання – S-подібні та гачкоподібні агрегати, де темне – лінеаризовані тіла базитового складу, світле – ендербітового. Північна частина Одеського кар'єру, зріз вертикальний, поперечний до простягання розлому; експозиція західна



а



б

Рис. Б.2.64. Вторинна монокліналь у складі в'язкорозломної зони етапу-4. Розсланцюванням та розлінзуванням задіяні разом з тілами гранітного складу і всі більш давні утворення. *а:с* вторинних тіл сягає 7-10. Зріз вертикальний, поперечний до площин розсланцювання; експозиція західна. Північний кар'єр м. Гайворон (південна стінка). а – загальний вигляд, б – деталь, де видно поступові переходи між ендербітом та калієво-польовошпатовим гранітом; обидва вони задіяні розсланцюванням



Рис. Б.2.65. Порфировластична сланцюватість в межах Новоукраїнського масиву гранітоїдів. Зрізи вертикальні, де а – в площині *a:c* провідної сланцюватості (експозиція східна); б – в площині *v:c* (експозиція північна). Масштаб – кришечка фотоапарату. Кар'єр поруч с. Злінка



Рис. Б.2.66. Сланцюватість та розлінзування в межах Бобринецького масиву гранітоїдів. Площина горизонтальна

Рис. Б.2.67. Дві генерації порфировластичної сланцюватості в межах Бобринецького масиву гранітоїдів. Площина горизонтальна, фото орієнтоване; масштаб – кришечка фотоапарату



а



б

Рис. Б.2.68. Фрагмент габроїдів капітансько-деренюхінського комплексу в межах ГШЗ. а – площина горизонтальна, цифрами позначені тіла-складові габроїдів (фото орієнтоване); б – у вертикальних площинах, де площина праворуч – головна площина розсланцювання (*а:б*), субмеридіональна (в ній видно мінеральну лінійність за агрегатами керсутиту). Площина ліворуч на рис. б – площина *б:с*. Поруч с.Трояни, Кіровоградської області



а



б



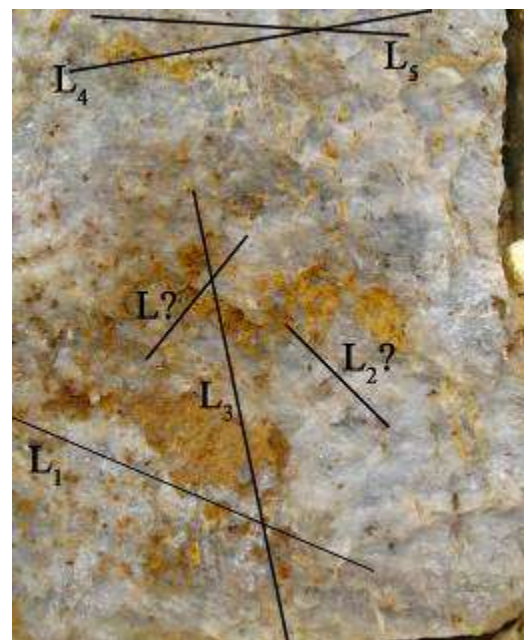
в

Рис. Б.2.69. Декілька генерацій сланцюватості (Y_{1-3}) – підкреслені штрих-пунктиром в: а) гранітоїдах (св. (свердловина) 39, гл. 71,4 м.); б) альбітитах безрудних (св. 28, гл. 87,5-94,0 м.) та в) в'язкий кліваж (Y_4) в гранітоїдах (св. 39, гл. 98,7-103,7 м) Новоукраїнського масиву. Зразки КП „Кіровгеологія” № 46



Рис. Б.2.72. Ультрамiлонiти в ендербiтах Гайворнського кар'єру. План, фото орієнтоване

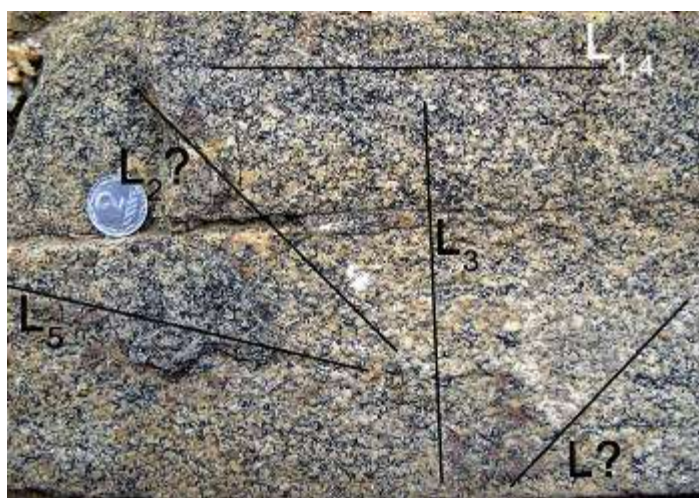
Рис. Б.2.73. Катаклазит по альбiтитах Новоукраїнського масиву. Зріз поздовжній до осі керну. Св. 28, гл. 43 м. Керн КП „Кіровгеологія” № 46



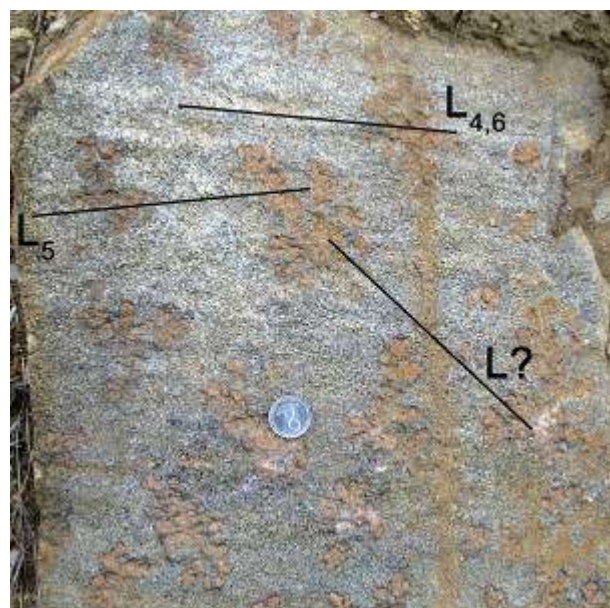
а

б

Рис. Б.2.80. Сланцюватий розлом в польовошпатових кварцитах ОПШЗ. а – загальний вигляд у вертикальній площині – *а:с* Y_4 (експозиція південна), видно лінзу L_1 ; б – деталь в площині *а:в* Y_4 , де видно декілька генерацій лінійності (підкреслені лініями; зріз вертикальний експозиція східна. Масштаб – 10-ти копійкова монета)



а



б

Рис. Б.2.81. Лінійність (підкреслена лініями) декількох генерацій в субвертикальних площинах розсланцювання гранат-біотитових гнейсів ОПШЗ: а – експозиція східна, б – західна. L_{1-5} – мінеральна лінійність, L_6 – за борізтками ковзання. Масштаб – 2-копійкова монета



а



б

Рис. Б.2.82. Дислокаційні структури декількох генерацій в тоналіто-гнейсах ОПШЗ: а – смугастість першої Y_2 і другої Y_3 генерацій та сланцюватість Y_5 . У центрі відслонення – лінзоподібне близьке до масивного тіло складу тоналіту – Т (зріз вертикальний в площині **в:с**, експозиція північна); б – розсланцювання/розлінзування – Y_4 , Т – лінзоподібні тіла складу тоналітів (зріз субгоризонтальний, експозиція західна)

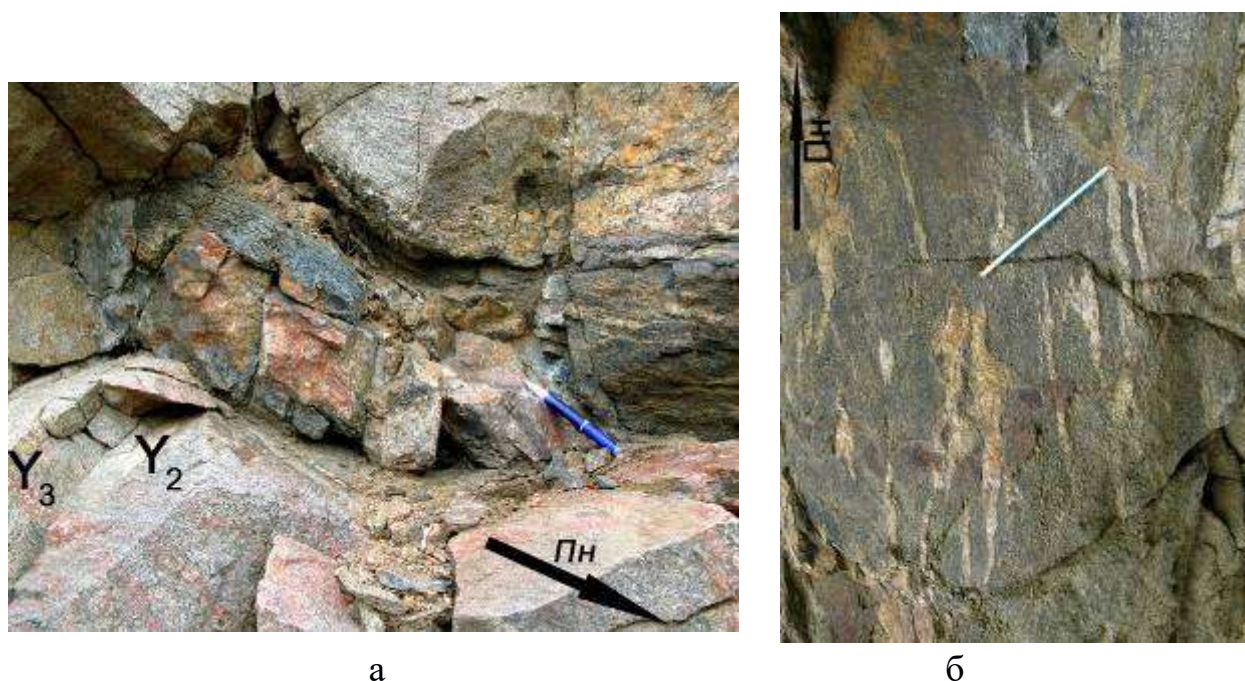


Рис. Б.2.83. Дислокаційні структури декількох генерацій в тоналіто-гнейсах ОПШЗ: а – лінійність (L_1) за осями складчастих тіл амфіболітів, сингранітизаційна смугастість (Y_2 , Y_3), розлінзування та будинажу; б – внутрішня розлінована будова будини складу амфіболіту з лейкократовим виокремленнями у вигляді асиметричних лінз та гачків. Така будова свідчить про становлення амфіболітових тіл за здвигових перетворень. Площини близькі до горизонтальних

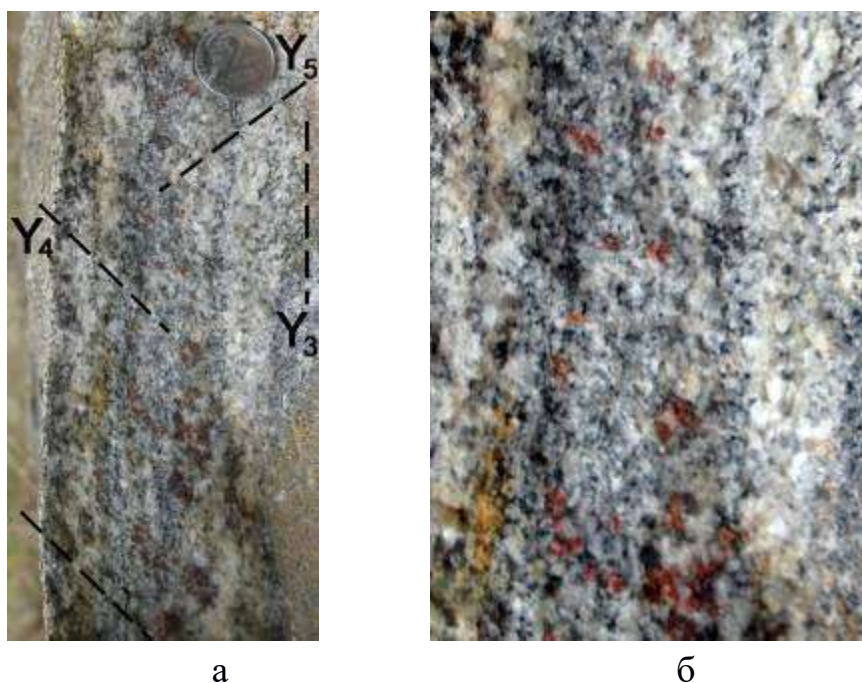


Рис. Б.2.84. Смугастість (Y_3) в біотитових гнейсах ОПШЗ в поперечній до неї вертикальній площині та наступні генерації сланцюватостей (Y_4 , Y_5). а – загальний вигляд, б – збільшена деталь, де добре видно, що сланцюватість формують породоутворювальні мінерали; також проглядають концентричні агрегати, що відповідають ролам третього етапу (експозиція південна)



а



б

Рис. Б.2.85. Лінійність сформована агрегатами кварцитового складу в сланцюватому матриксі складу тоналіто-гнейсів: а – зріз вертикальний в площині *а:в* (експозиція західна); б – зріз вертикальний в площині *в:с* (поперечний до сланцюватості, експозиція північна)

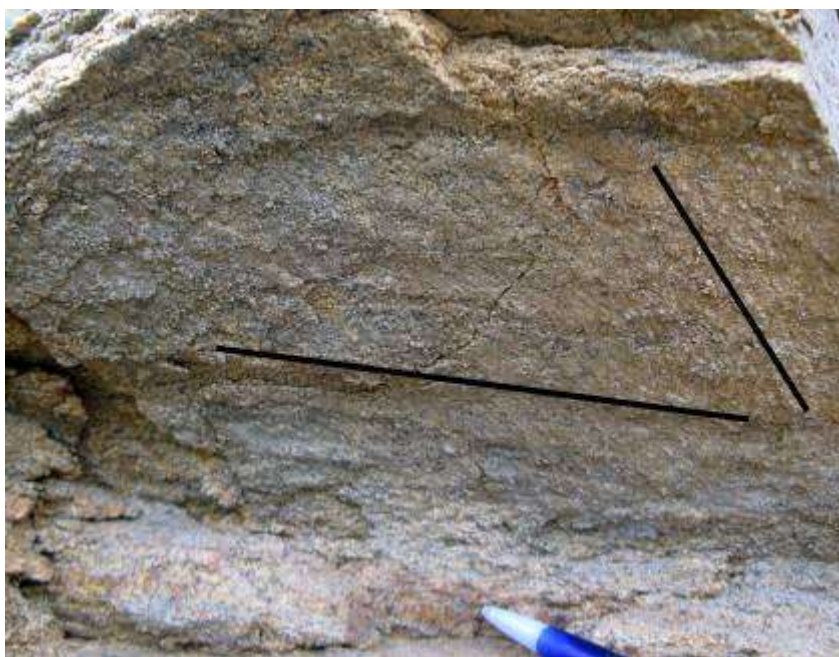
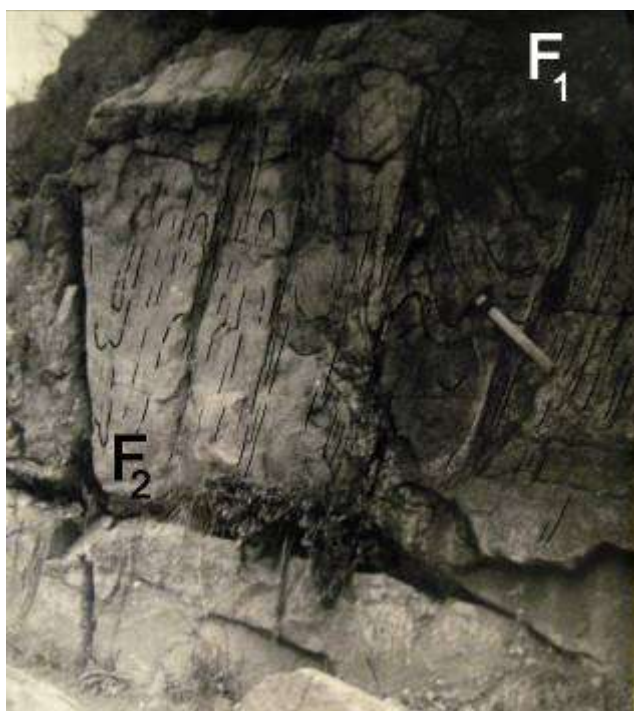
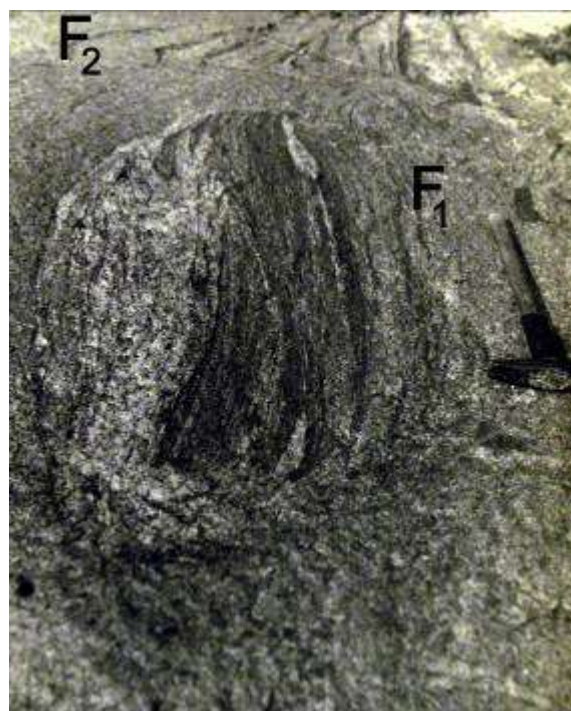


Рис. Б.2.86. Дві генерації лінійності (підкреслені лініями) в субмеридіональних площинах розсланцювання тоналіто-гнейсів, представлені боріздчатістю, й штрихами ковзання. Експозиція західна



а



б

Рис. Б.2.87. Чергування зон лінеаризації генерації-2 з зонами плющення складок генерації-1 Подніпров'я: а – площина вертикальна (лівий борт р. Базавлук, поруч с. Шолохове); б – площина горизонтальна, де видно сформовані S-структури (по р.Томаківці). Фото Г.В. Заїка-Новацького



а



б

Рис. Б.2.88. Смугастість північно-східного простягання та накладена сланцюватість меридіонального простягання в межах Мокромосковського масиву: а – площина горизонтальна (фото орієнтоване); б – вертикальний субмеридіональний зріз – площина сланцюватості, де видно субвертикальну лінійність за біотитом (експозиція західна). Янцевський кар'єр

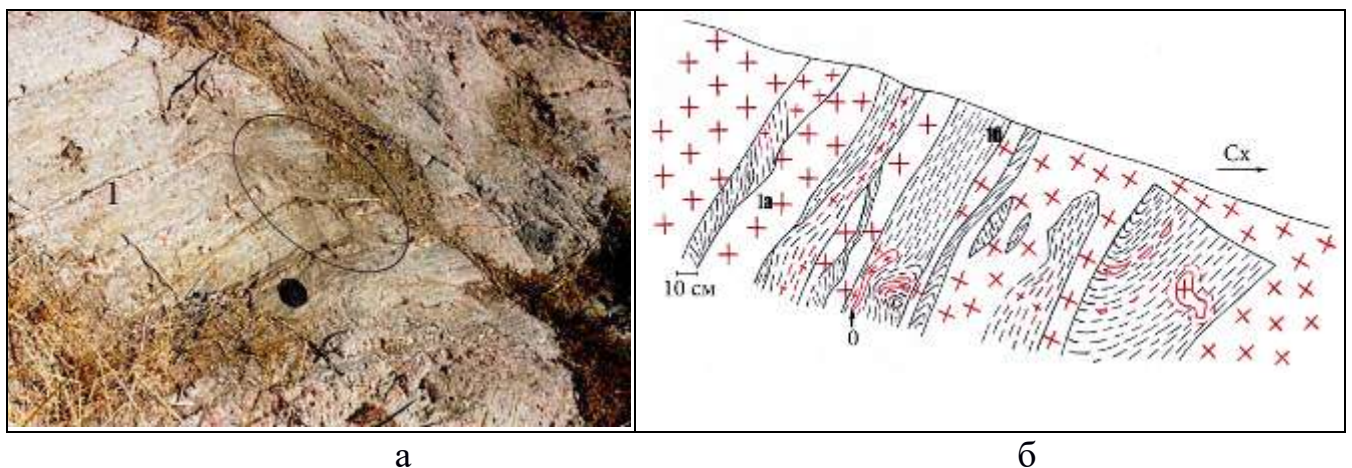
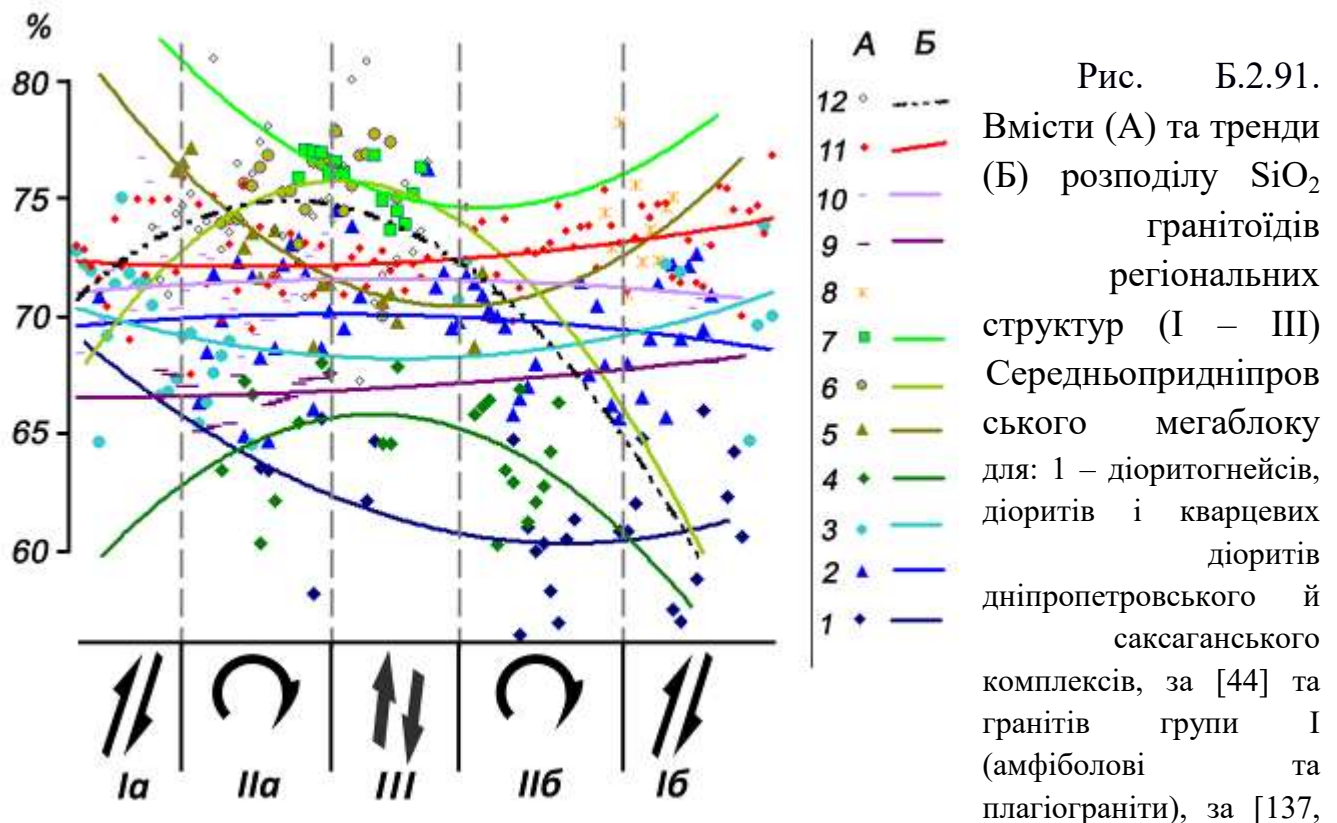


Рис. Б.2.93. Структури етапу 0-1: а – площина горизонтальна. Смогастість (1) задіяна розлінзуванням етапу-3 (виділено овалом), масштаб – кришечка фотоапарату; б – розріз. Видно реліктові тіла гранітоїдного складу каплеподібних форм (0 на рисунку) з ознаками зміщення та прокручування відносно смугастості (1 на рис.), де 1а – лейкосома – середньо-крупнозернистий рожевий гранітоїд, 1б – меланосома – біотитові гнейси з піроксеном. Р. Берестова

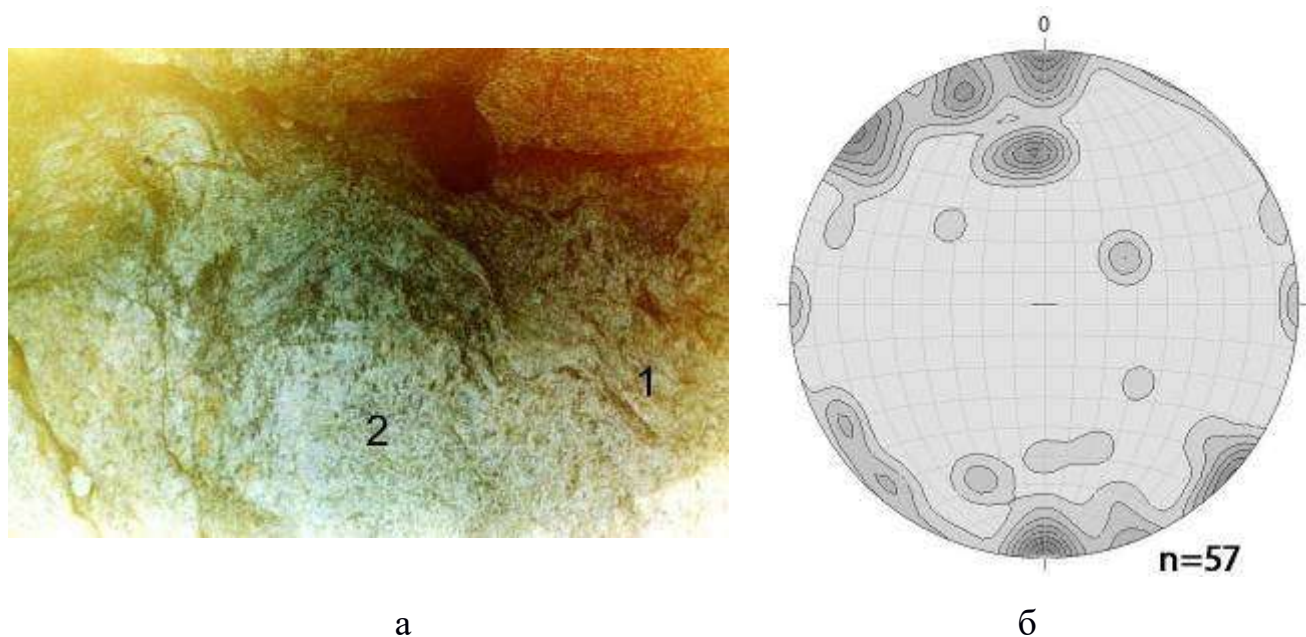


Рис. Б.2.95. Структури етапу-2. а – фото фрагменту, де виражена північно-східна реліктова смугастість (1), та накладена сланцюватість меридіонального простягання. Речовинно, в цілому, це гранітоїд. Зріз близький до горизонтального. Правий берег р. Берестової, між сс. Берестове і Карла Маркса Бердянського району. Масштаб – кришечка фотоапарату. б – стереограма полюсів площин смугастості й сланцюватості. Інші позначення див. рис. 2.94.

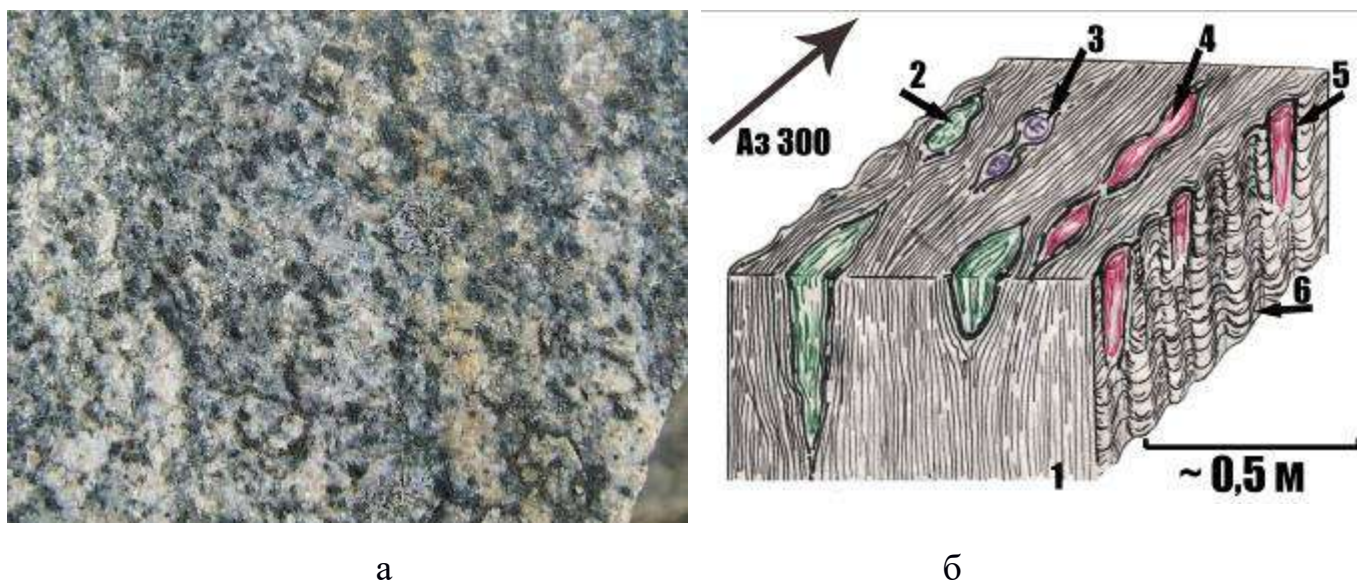


Рис. Б.2.96. Структури етапу-3. а – сланцюватість північно-західного простягання, що розвинута по смугастості Осипенківського гранодіоритового масиву. План. Фото орієнтоване. б – фрагмент вторинної монокліналі (результат інтенсивного розсланцювання) в межах Сорокинської розломної зони. 1 – сланцюватий матрикс, речовинно – глиноземисті сланці; 2-4 – розліновані тіла складу: 2 – гранодіориту, 3 – кварциту, 4 – гранітоїду; 5 – біотитові облямівки, які свідчать про перерозподіл речовини, що відбувався при деформаціях; 6 – борізки ковзання, які додатково пришліфовані більш пізніми трансформаціями

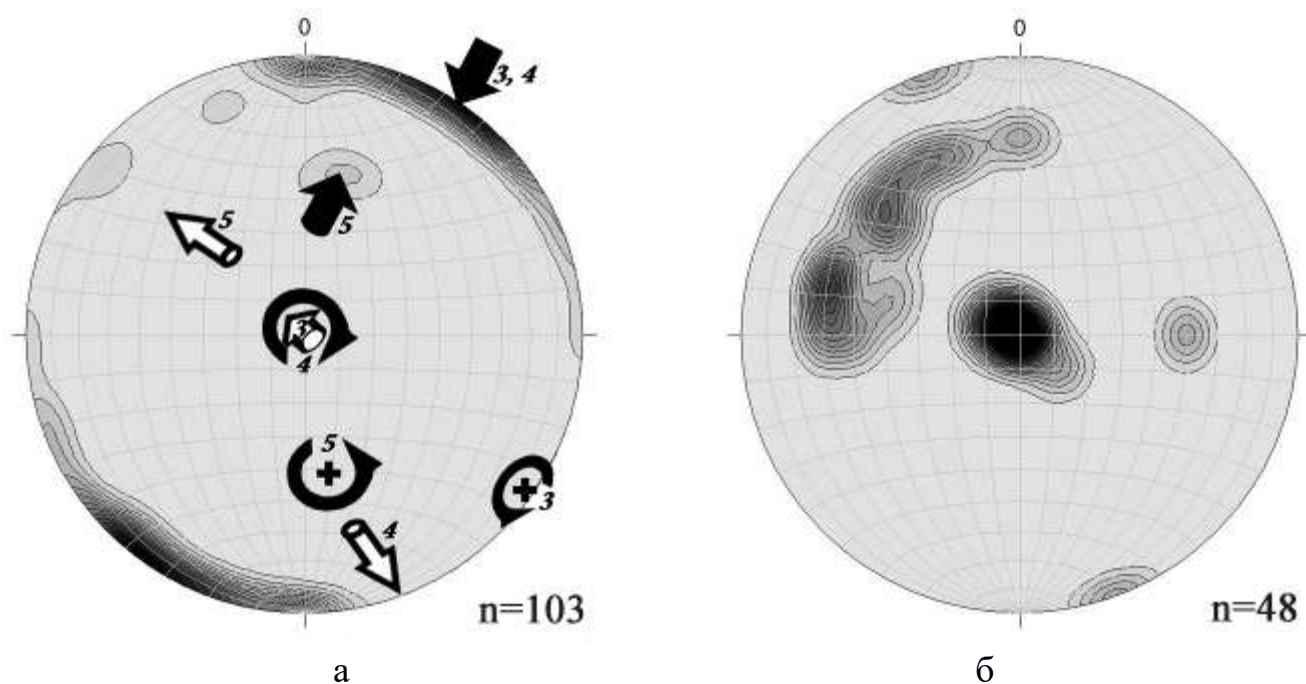


Рис. Б.2.97. Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення мінеральної лінійності (б) для білих різнозернистих гранітоїдів та кварцитів польовошпатових (басейн р.Берестової), які існували на етапі-3 дислокаційних перетворень фундаменту (субвертикальна лінійність) й дооформлювалися під час наступних етапів (похила лінійність). Інші позначення див. вище.

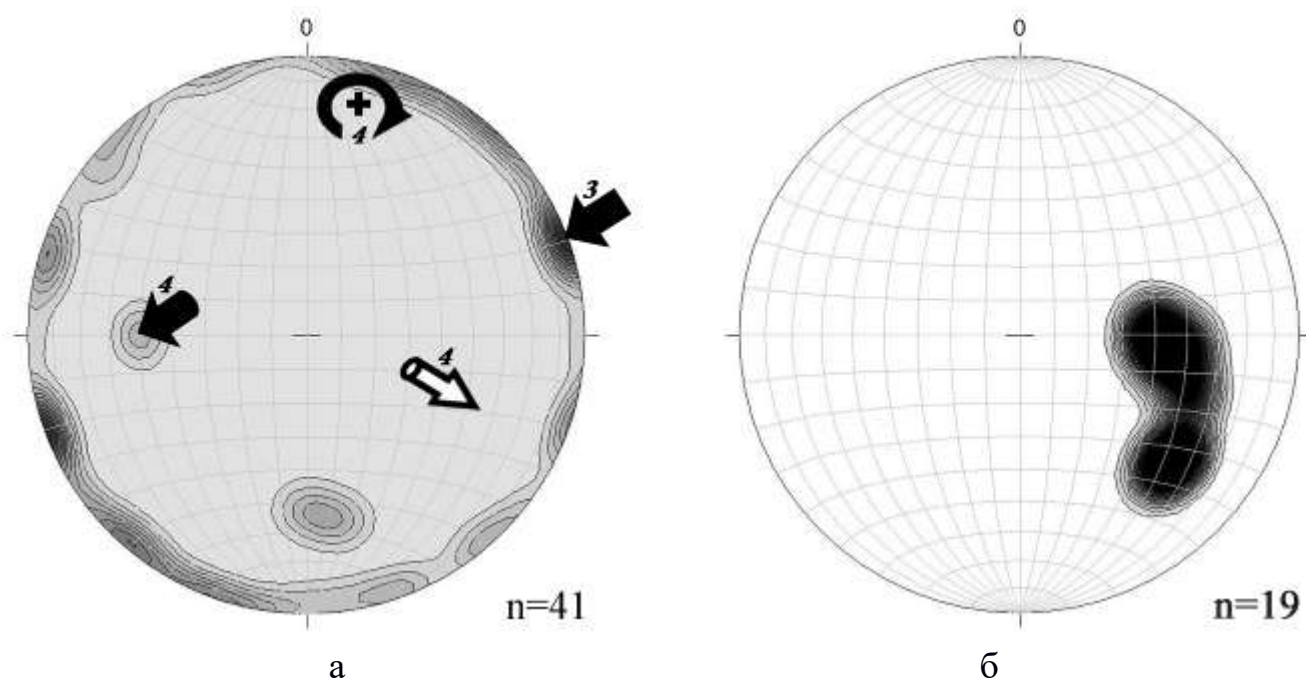


Рис. Б.2.99. Стереограми полюсів площин падіння смугастості й сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами і осями складок (б) для червоних різнозернистих гранітоїдів (басейн р.Берестової)

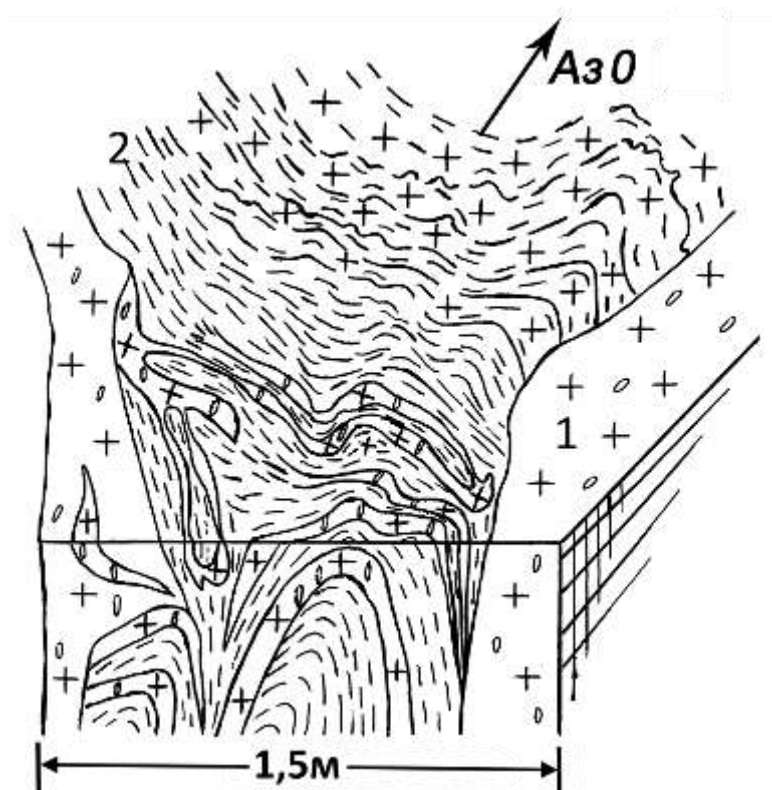


Рис. Б.2.100. Блок-діаграма взаємовідношень структур вторинної гранітизації етапу-4 (1 на рис.), що речовинно є лейкократовими (червоними) гранітоїдами та древнішої смугастості (2). Овалами показано розміщення мінеральної лінійності. Правий берег р. Берестової

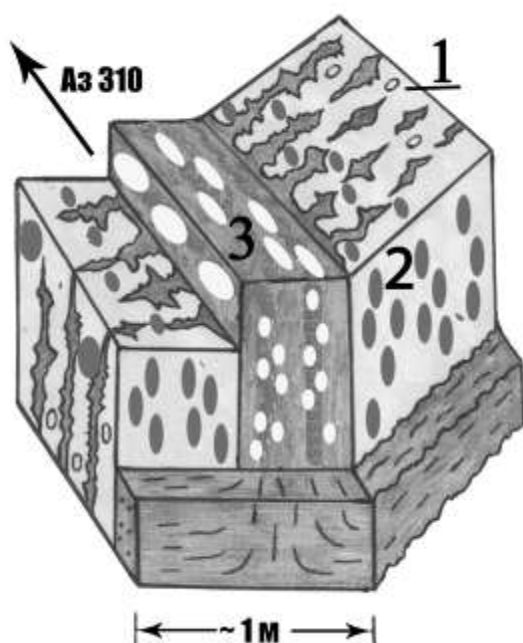


Рис. Б.2.102. Взаємовідношення мезоструктур етапу-5 (3) з більш древніми утвореннями (1, 2). Овалами позамасштабно відображено мінеральну лінійність для структур відповідних етапів. Правий берег р. Берестової, поруч гирла

Рис. Б.2.103. Фрагмент в'язкого розлому етапу-5, де згідно перемежуюються більш давні тіла та вторинна смугастість гранітоїдного складу і сформована агрегатами мінералів зеленосланцевої фації метаморфізму. Лівий берег р. Берестової, близько гирла. Зріз близький до вертикального, експозиція південно-західна

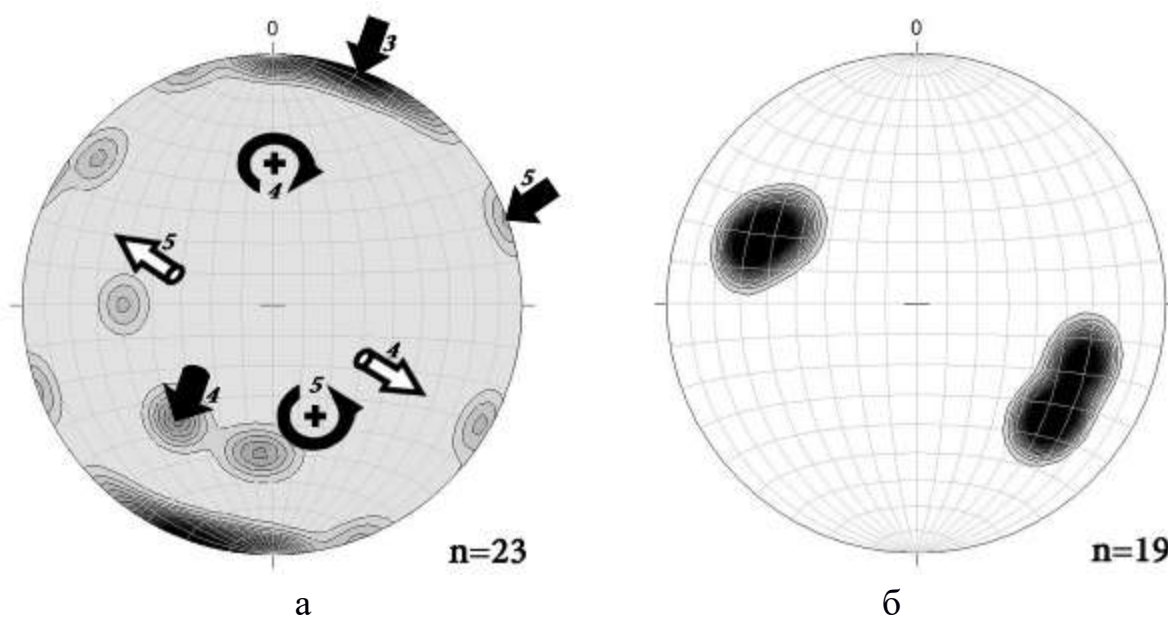


Рис. Б.2.104. Стереограми полюсів смугастості й сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами і осями складок (б) для геологічних тіл сформованих мінеральними парагенезисами зеленосланцевої фації метаморфізму (басейн р.Берестової). Становлення цих тіл відбувалося щонайменше в два етапи, про що свідчить два максимума концентрації лінійних структурних елементів. Інші позначення див. вище

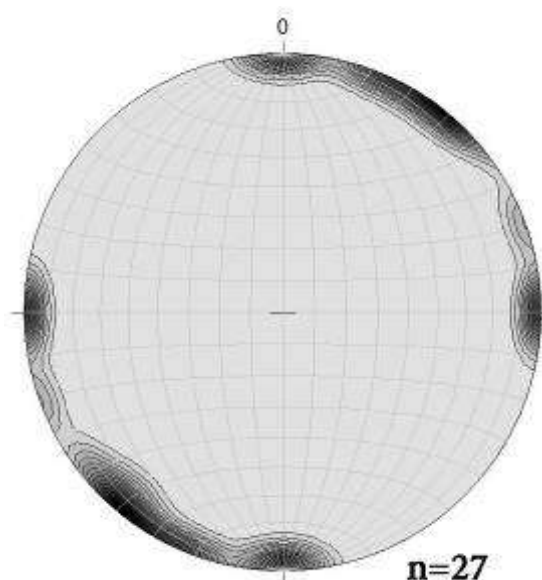
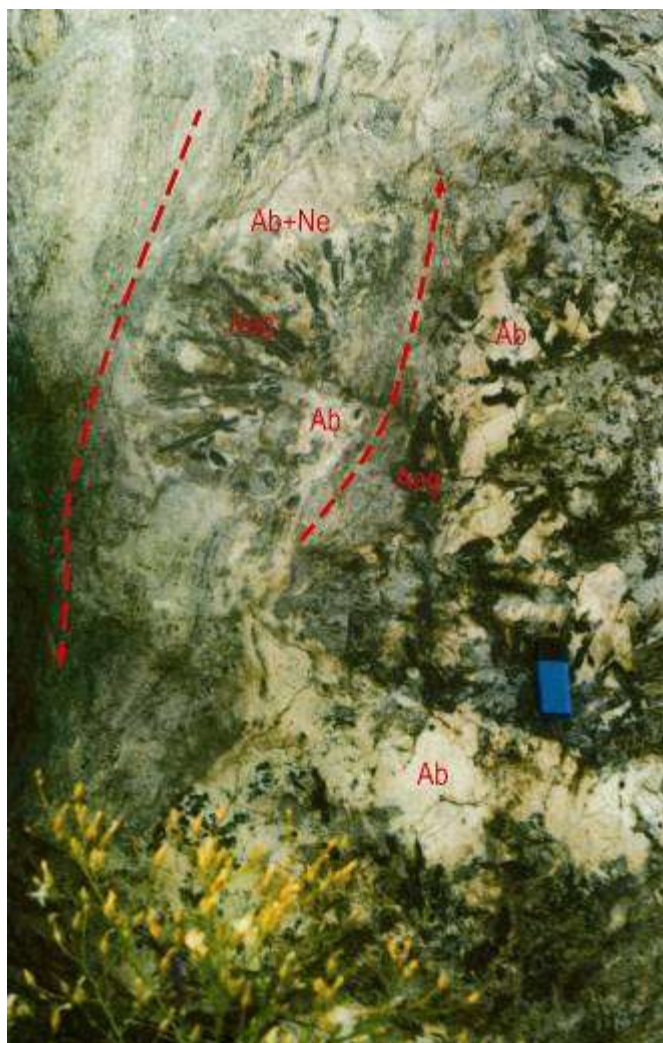


Рис. Б.2.105. Стереограми полюсів площин кліважу, що розвинений по більшості дислокаційних утворень попередніх генрацій (басейн р.Берестової). Інші позначення див. вище

Рис. Б.2.106. Розлізнення етапу-7 в межах Сорокинської зони. Площина горизонтальна, АзПрост 310°



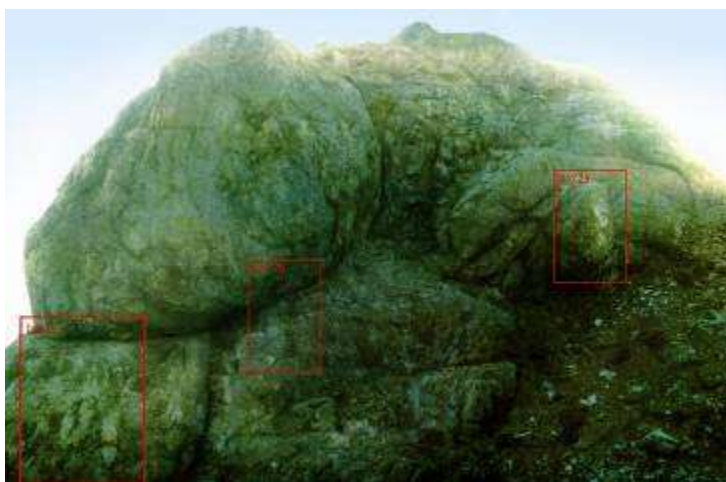
а



б

Рис. Б.2.113. Структурно-речовинно різномірні пакети маріуполітів. Зріз вертикальний, майже поперечний простягання пакетів маріуполітів, експозиція південна: а – загальний вигляд пакетів, де рамочкою виділена деталь, що показана на рис. 113 б.

б – деталь до рис. 2.113а. Чергування дрібнозернистих, гнейсовидних пакетів маріуполітів з крупно- до гігантозернистих (масштаб – запальничка). Вони мають подібний якісний мінеральний склад, кількісний вміст мінералів змінний. В центральній частині фото – егіринове «сонце», що обтікається лінеаризованими маріуполітами. Нижче й вище «сонця» містяться цукроподібні агрегати суттєво альбітового, або альбіт-нефелінового складу. Вони за формою близькі до трикутників, довгі сторони яких паралельні обмеженням пакетів. Тобто, трикутні агрегати фіксують приздвигові тіні тиску. Здвигові переміщення зафіксовані в розосередженні паралельно обмеженням пакетів агрегатів суттєво альбітитового, егіринового та альбіт-егіринового складів в сланцюватому матриксі маріуполітового складу. На даному фото й інших: Ab – альбіт, Aeg – егірин, Ne – нефелін, що свідчить про переважання вмісту даного мінералу в пакеті відносно інших в межах 50 – 100 %. Пакети без подібних підписів мають мінеральний склад в межах: Ab – 50-80%, Ne – 7-40%, Aug (авгіт), або Aeg – 3-35%, Fsp (калієвий польовий шпат) – 0-10%. Стрілочки – реставровані напрямки здвигових переміщень



а



б



в



г

Рис. Б.2.114. Чергування різнозернистих пакетів маріуполітів, яке відтворює синздвигові структурні малюнки (зріз субвертикальний, майже поперечний пакетам, експозиція північна): а – загальний вигляд пакетів маріуполітів, де рамочками виділені деталі, що показані на рис. б – г; б – крупні зерна нефеліну зрізають та підвертають смугастість і сланцюватість маріуполітів середньозернистих та вміщують їх релікти, отже перші є пізнішими утвореними (масштаб – кришечка фотоапарату); в – у межах крупнозернистого пакету зерна нефеліну лінзоподібні, розміщені у вигляді ланцюжка та мають хвости нарощування за схемою лівого здвигу суттєво нефелін-альбітового складу; г – зерна нефелінів розосереджені по субкільцевим траєкторіям, стрілочками відображено реставровані напрямки зміщення на час формування маріуполітів

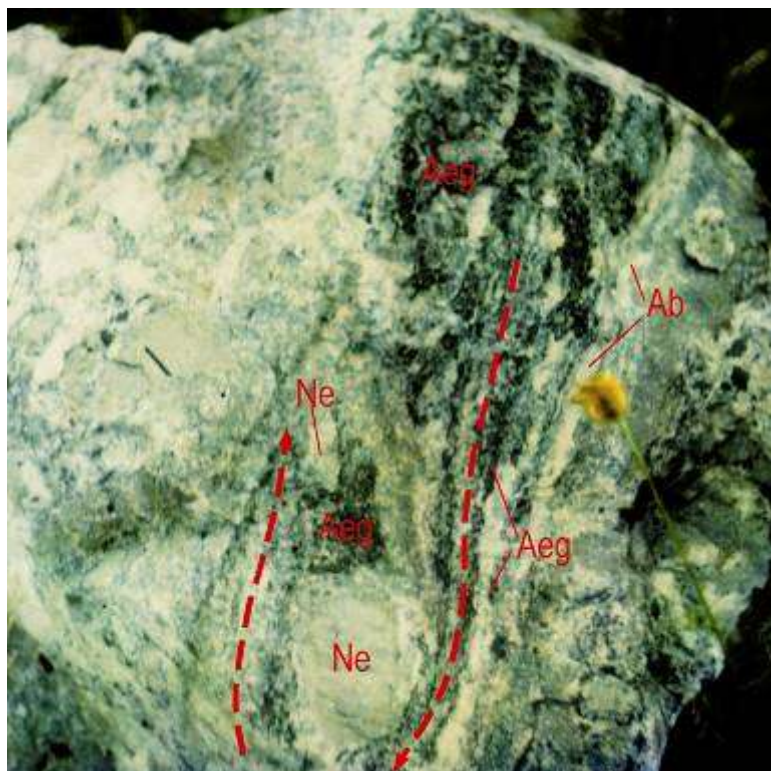


Рис. Б.2.115. Пакети гігантозернистої та середньо-, до дрібнозернистої будови складу маріуполітів. Крупні агрегати нефеліну лінзоподібні з хвостами нарощування за схемою правого здвигу, нефелін-альбітового складу. Хвости від'єднанні від центральної частини лінзи, простір між ними заповнений середньозернистим агрегатом егіринового (егірин-альбітового) складу. Зріз вертикальний, в площині поперечній до простягання пакетів

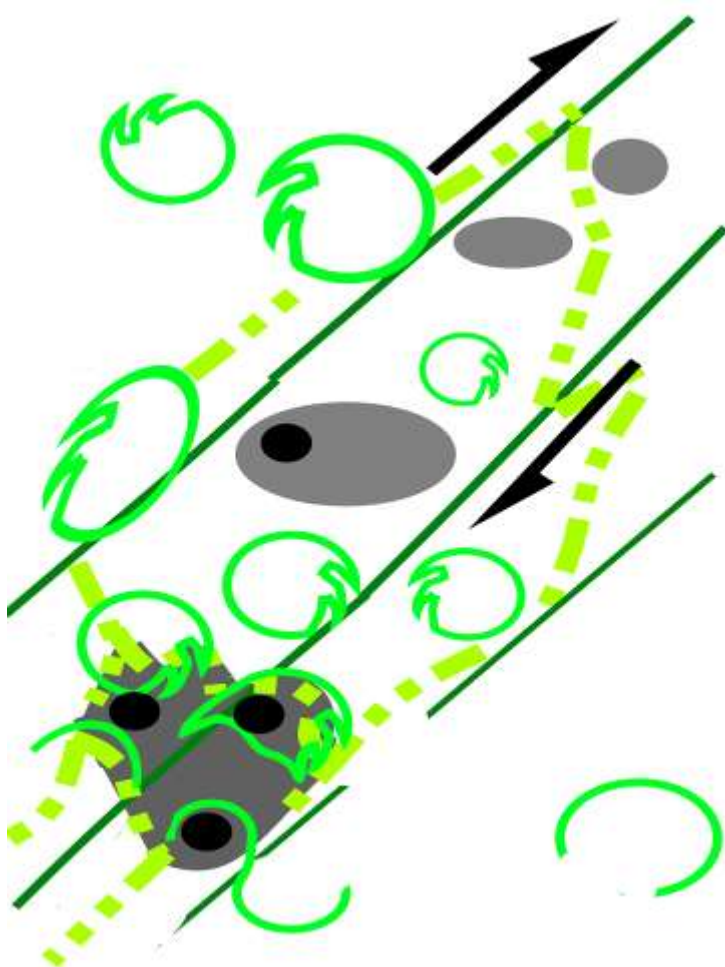


Рис. Б.3.2. Схематизована структурна карта з елементами геодинаміки становлення Новоград-Волинської структури на 5-й етап структурно-речовинних перетворень кристалічного фундаменту. Умовні позначки див. рис. 2.28

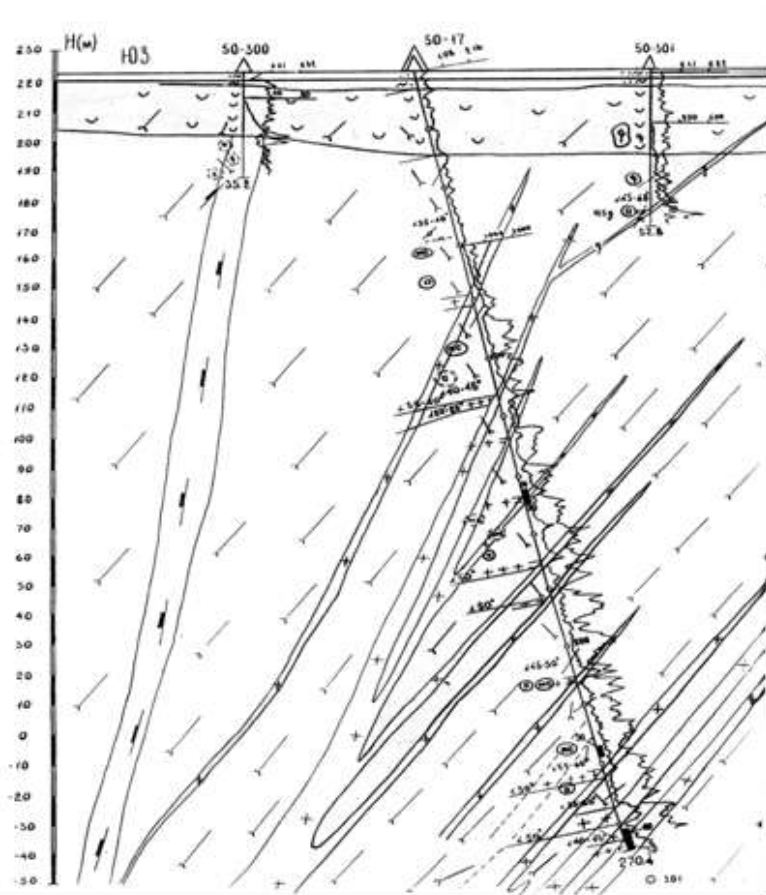


Рис. Б.3.3. Взаємоузгодженість різнорідних геологічних тіл західної частини Новоград-Волинської структури в розрізі. За даними [160]

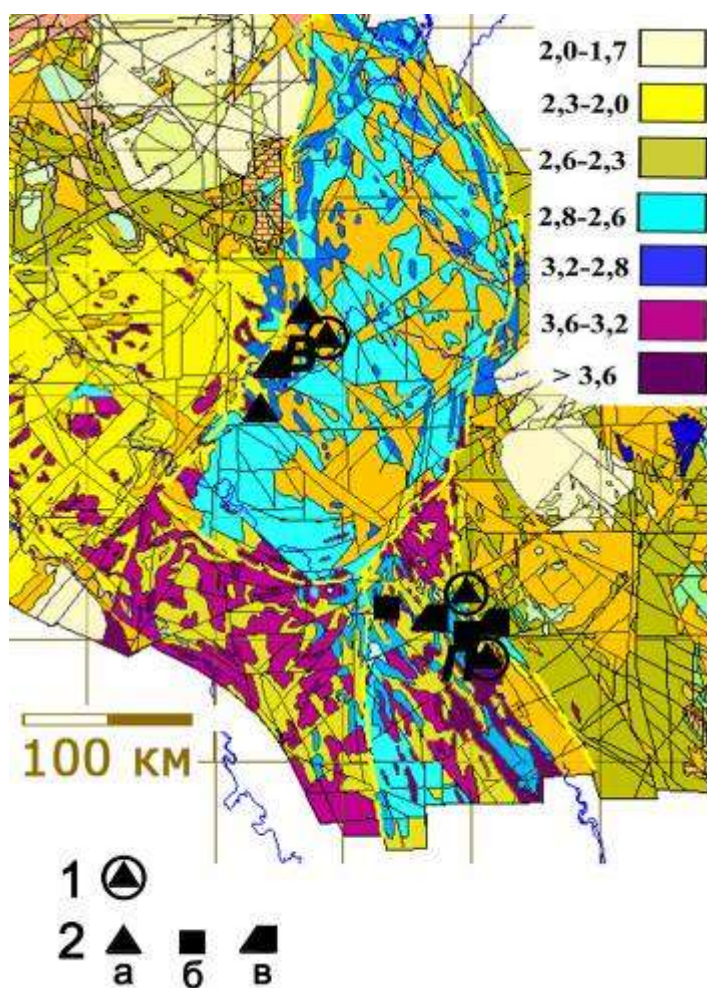


Рис. Б.3.7. Оглядова карта локалізації родовищ U (1) та рудопроявів U (2а), рідкісноземельних Th-вмісних (2б), рідкісноземельних U-Th (2в) Росинсько-Тікицького мегаблоку та Голованівської шовної зони. На основі карти [96], за даними [120 та ін.]. В – Володарка, П – Первомайськ



Рис. Б.3.13. S-подібні субтіла внутрішнього структурного малюнку Новоукраїнського масиву виражені в магнітному полі (ΔT). Карта із [89]

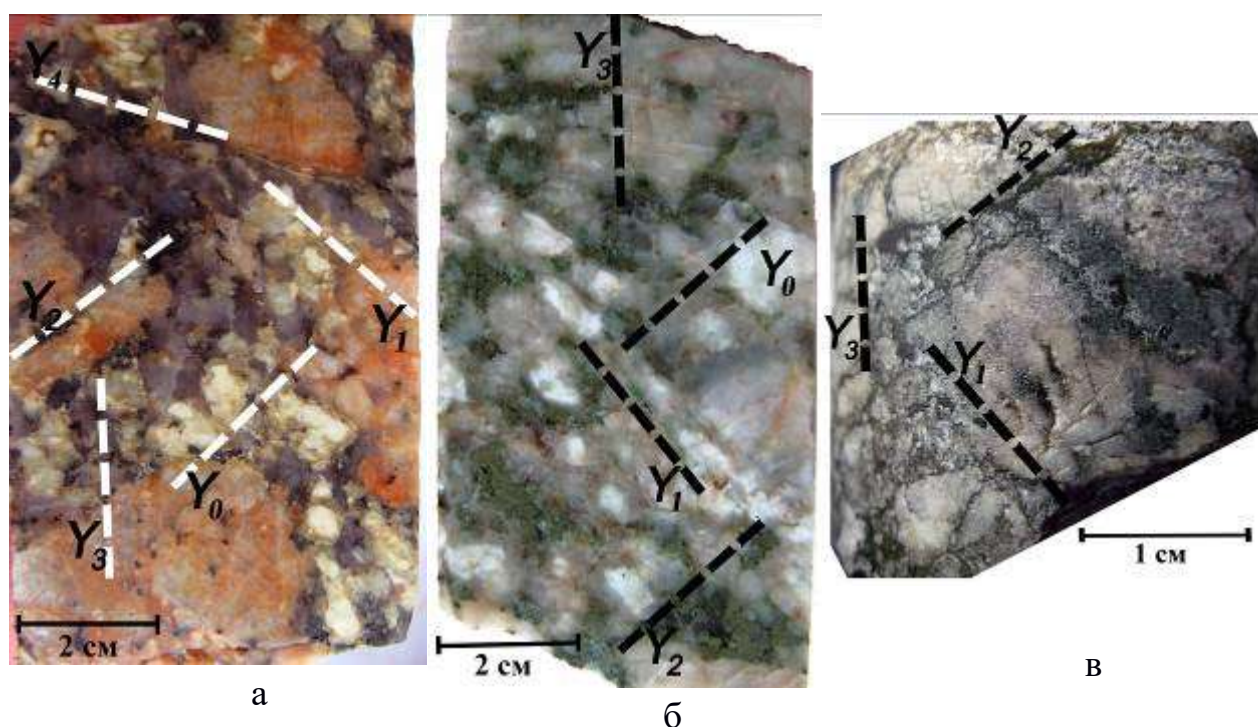


Рис. Б.3.16. Декілька генерацій сланцюватості (Y_{1-4}) – підкреслені штрих-пунктиром в : а) гранітоїдах (св. (свердловина) 39, гл. 50 м.); б) альбітитах безрудних (св. 28, гл. 147 м.); в) альбітитах рудних (св. 28, гл. 214 м.) Апрельського U-Th родовища. Зрізи поздовжні до керну та в площинах *a:c* провідної сланцюватості (Y_1). Зразки люб'язно надані співробітниками КП „Кіровгеологія” № 46

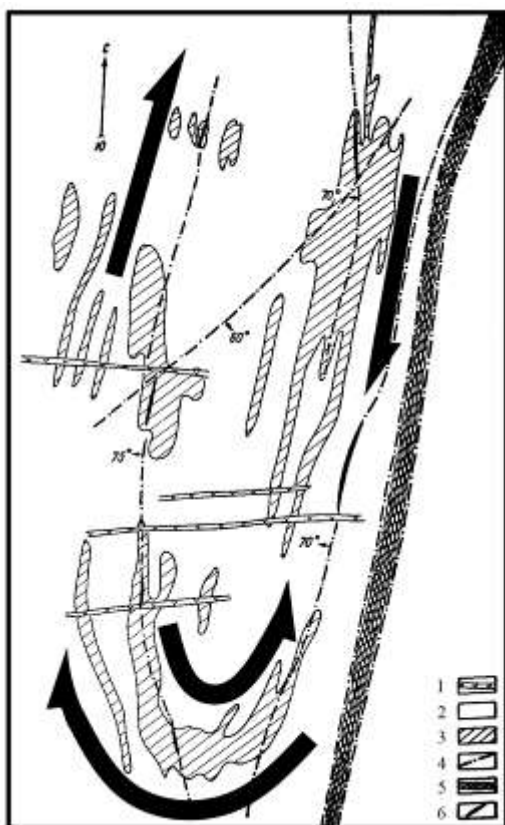


Рис. Б.3.19. Модель створення (на палеопротерозойський час) структурного малюнку Червоношахтарського рудопрояву (на основі схеми [24])

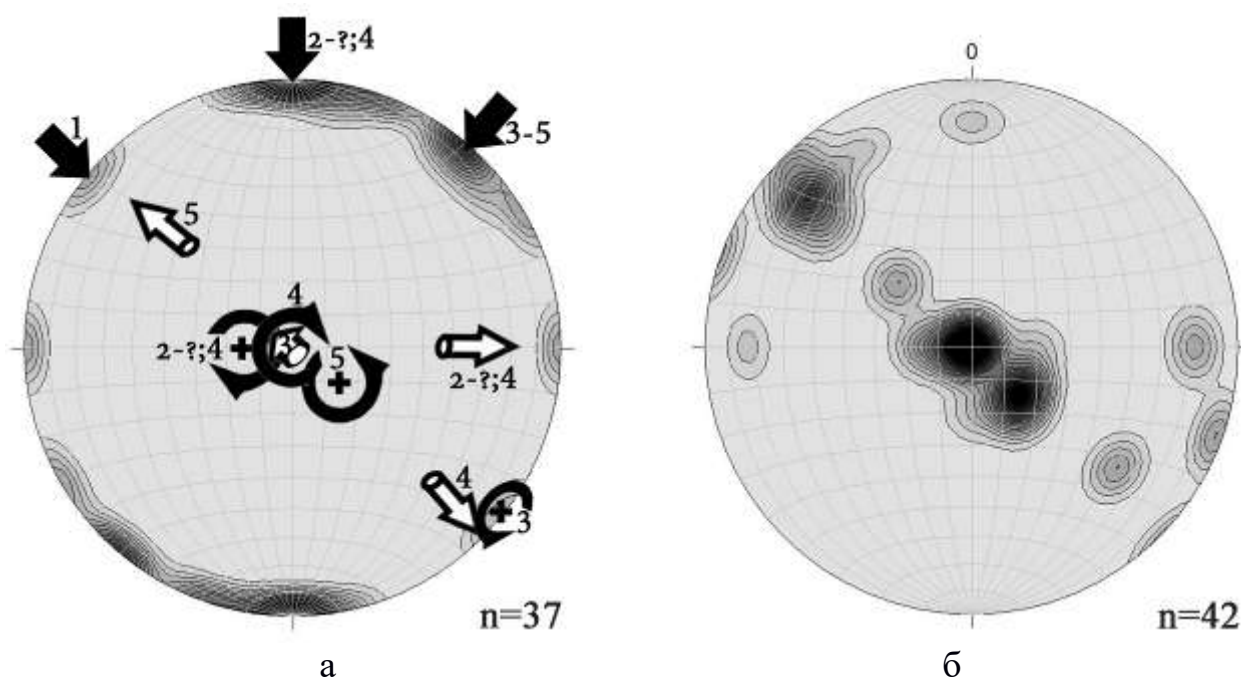


Рис. Д. 3.35. Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення мінеральної лінійності (б) для гнейсів і сланців біотитових Сорокинської зони. Інші позначення див. рис. 2.94.

ДОДАТОК В

**Список публікацій здобувача за темою дисертації та відомості про апробацію
результатів дисертації**

Монографії

1. Тектонофаціальний аналіз і проблеми геодинаміки. Памяти Е.И. Паталахи / Ред. ак. Шнюков Є.Ф. – Київ: ОМГОР, 2008. – 295 с. (*Особистий внесок автора: стаття*)

2. Перспективи розвитку торієвої сировинної бази ядерної енергетики України / В.Г. Верховцев, А.В. Кузьмін, М.О. Ярошук, О.О. Крамар, Є.Б. Краснов, Г.В. Лисиченко, **Л.С. Осьмачко**, К.Г. Сушук та ін. – Київ: Наукова думка, 2017. – 269 с. (*Особистий внесок автора: підрозділи 7.1, 7.2*)

Статті у наукових фахових виданнях України

3. Паталаха Є.І., Паталаха Г.Б., **Осьмачко Л.С.**, Токовенко В.С. Линеаризация и конформизм структуры Украинского щита // Доповіді НАН України. – 2006. – № 10. – С. 131-135. (*Особистий внесок автора: вивчення відслонень кристалічних порід з відбором зразків та опис шліфів із них*)

4. **Осьмачко Л.С.** Структура окремих ділянок Українського щита як результат пересічення тектонічних потоків // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2006. – № 4. – С. 81-90.

5. **Осьмачко Л.С.**, Паталаха М.Є. Новоград-Волинська структура – продукт відроджених та накладених тектонічних потоків раннього докембрію // Геологічний журнал. – 2007. – № 1. – С. 70-76. (*Особистий внесок автора: узагальнення польових досліджень, вивчення кристалічних порід під мікроскопом, висновки*)

6. **Осьмачко Л.С.** Бобринецький гранітоїдний масив як вторинна дислокаційна структура // Геологічний журнал. – 2008. – № 4. – С. 43 – 50.

7. **Осьмачко Л.С.**, Янченко В.П. Конгломератоподібні тіла як індикатори здвигу // Геолог України. – 2010. – № 1-2. – С. 79-84. (*Особистий внесок автора: узагальнення польових досліджень та даних попередників, висновки*)

8. **Осьмачко Л.С.**, Лижаченко Н.М., Скобін В.Т. Циркони Бобринецького масиву та умови їх формування // Геохімія та рудоутворення. – 2010. – № 28. – С. 97-102. (*Особистий внесок автора: узагальнення польових матеріалів та даних вивчення під мікроскопом порід і мінералів, висновки*)

9. **Осьмачко Л.С.,** Лижаченко Н.М. Взаємозалежність структури та вмісту Бобринецького гранітоїдного масиву // Геологічний журнал. – 2010. – № 3. – С. 52 – 59. (*Особистий внесок автора: постановка мети роботи, формулювання завдань, висновки*)

10. **Осьмачко Л.С.,** Демедюк В.В. Взаимозависимость особенностей цирконов и деформационных показателей пород Орехово-Павлоградской межблоковой зоны // Мінералогічний журнал. – 2010. – Т 32, №3 – С. 96 – 104. (*Особистий внесок автора: формулювання мети і завдань роботи, взаємоув'язка даних структурних досліджень та цирконометрії, висновки*)

11. Пономаренко О.М., Азімов О.Т., **Осьмачко Л.С.,** Янченко В.П. Кореляція структурно-геологічних і аерокосмічних досліджень з метою уточнення будови та розвитку Орехово-Павлоградської міжблокової зони Українського щита // Геоінформатика. – 2010. – №4. – С. 69-76. (*Особистий внесок автора: взаємоув'язка даних структурних та аерокосмічних досліджень, висновки*)

12. Пономаренко А.Н., **Осьмачко Л.С.,** Демедюк В.В. О многократности деформаций раннедокембрийских образований в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны // Геолог України. – 2010. – № 3. – С. 72-77. (*Особистий внесок автора: польові геолого-структурні дослідження, їх узагальнення, висновки*)

13. **Осьмачко Л.С.,** Демедюк В.В. Будова Приазовського мегаблоку – результат взаємодії в'язких розломів // Геолог України. – 2011. – № 1. – С. 45-53. (*Особистий внесок автора: формулювання мети роботи, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з ізотопними дослідженнями цирконів, висновки*)

14. **Осьмачко Л.С.** Структурно-петрографические признаки синсдвиговых преобразований кристаллических комплексов Восточного Приазовья // Геолог України. – 2011. – № 3-4. – С. 119-124.

15. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н., Лесная И.М., **Осьмачко Л.С.** Сравнительная геохронология породных ассоциаций и рудных формаций протерозойского зона (2,5 – 1,6 млрд лет) мегаблоков Украинского щита // Мінералогічний журнал. – 2012. – №3. – С. 45-54. (*Особистий внесок автора:*

польові геолого-структурні дослідження, їх узагальнення та співставлення з даними попередників)

16. **Осьмачко Л.С.** Голованівська шовна зона як гібридна дислокаційна структура // Мінеральні ресурси України. – 2012. – № 4. – С. 23-32.

17. **Осьмачко Л.С.** Етапи формування Середньопридніпровської частини Українського щита та їх роль в структурному контролі рудоперспективних ділянок // Збірник наукових праць Інституту геохімії навколишнього середовища (ІГНС). – 2016. – Вип. 26. – С. 107-119.

18. **Осьмачко Л.С.,** Студзінська А.О., Уварова Т.В. Про структурну позицію рудних покладів Інгульського мегаблоку Українського щита // Збірник наукових праць ІГНС. – 2016. – Вип. 26. – С. 129-140. *(Особистий внесок автора: постановка мети та завдань, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з дослідженнями попередників, висновки)*

19. **Осьмачко Л.С.,** Ярощук М.А. Торий-урановые проявления Мангушской межблоковой зоны Украинского щита // Збірник наукових праць ІГНС. – 2017. – Вип. 27. – С. 141-156. *(Особистий внесок автора: узагальнення даних польових робіт та досліджень попередників, у зв'язку з встановленням структурного контролю зруденінь)*

20. Ярощук М.А., **Осьмачко Л.С.** Металлогения урана и тория межблоковых шовных зон Украинского щита (на примере Белоцерковско-Одесской зоны) // Геохімія техногенезу. – 2019. – № 1. – С. 24-31. *(Особистий внесок автора: польові роботи та їх узагальнення).*

Статті у наукових фахових виданнях України, які включені до міжнародних наукометричних баз

21. **Осьмачко Л.С.,** Петриченко Е.В., Лесная И.М., Котвицкая И.Н. О многоактности образования породных ассоциаций Березнинской толщи Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Геология и полезные ископаемые мирового океана. – 2014. – № 3(37). – С. 101-112. *(Особистий внесок автора: польові геолого-структурні роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з ізотопними дослідженнями цирконів, висновки) (PІНЦ Science Index)*

22. **Осьмачко Л.С.** О вариациях геохимического состава гранитоидов Приазовского мегаблока Украинского щита при тектонических активизациях // Науковий вісник НГУ (Дніпропетровськ). – 2014. – № 6. – С. 15-21. (*Scopus*)

23. **Осьмачко Л.С.,** Вильковский В.А., Касьяненко Е.О., Вишневский А.А. О взаимозависимости P,T - параметров и степени структурно-вещественных преобразований для фрагмента Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Геологічний журнал. – 2015. – № 4. – С. 88-98. (*Особистий внесок автора: постановка мети та завдань, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з термодинамічними дослідженнями гранатів та біотитів, висновки*) (*РІНЦ*)

24. **Осьмачко Л.С.** Тектонічні умови формування рудовмісних структур Приазовського мегаблока Українського щита на прикладі Дібровської // Геофізичний журнал. – 2016. – № 4, т 38. – С. 113-123. (*Web of Science*)

25. **Осьмачко Л.С.** Етапи становлення структури Росинсько-Тікицького мегаблоку Українського щита // Мінералогічний журнал. – 2019. 41. – № 3. – С. 54-64. (*РІНЦ, Web of Science*)

26. Ярощук М.А., Вайло А.В., **Осьмачко Л.С.,** Ганевич А.Е. Факторы рудоносности разломно-блоковых структур Украинского щита // Геофізичний журнал. – 2019. – № 4, т 41. – С. 194-209. (*Особистий внесок автора: узагальнення даних щодо структурного контролю зруденінь*) (*Web of Science*)

Інші публікації, які відображають зміст дисертації

27. Пономаренко А.Н., **Осьмачко Л.С.** Сравнительная характеристика закономерностей размещения полезных ископаемых Македонии и Украины // Українсько-Македонський науковий збірник. – 2011. – Вип. 5. – С. 353 – 364. (*Особистий внесок автора: узагальнення польових досліджень та даних попередників, висновки*)

28. **Осьмачко Л.С.,** Касьяненко Е.О. О геодинамическом статусе Литинской структуры Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Modern science. Prague. – 2014. – № 3. – С. 86-100. (*Особистий внесок автора: формулювання мети та завдань роботи, польові дослідження та взаємоув'язка з досягненнями попередників й ізотопними дослідженнями цирконів, висновки*)

Матеріали та тези конференцій

29. **Осьмачко Л.С.** Орехово-Павлоградская шовная зона – полициклическая меланжевая структура // Материалы XVI международной конференции «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы» Воронеж 20-24 сентября 2010 г. Том. 2. – С. 117-122.

30. Пономаренко О.М., Азімов О.Т., **Осьмачко Л.С.** Кореляція структурно-геологічних і аерокосмічних досліджень з метою уточнення будови та розвитку Орехово-Павлоградської міжблокової зони Українського щита // IX Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» 11-14 травня 2010, Київ, Україна. А098. *(Особистий внесок автора: взаємоув'язка даних структурних та аерокосмічних досліджень, висновки)* (Scopus)

31. **Osmachko L.** An massif, or syndeformation porphyroblastasy zone?. // Geochemistry of magmatic rocks. Abstracts of XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks». – Moscow-Koktebel'. – 2010. – Pp. 139-140.

32. Yanchenko V.P., **Osmachko L.S.**, Skobin V.T. Mariupolits are synsheared phenomenon // Petrology, mineralogy, geochemistry. Conference dedicated to the memory of J.A. Morozewicz. 19-21 September, 2010. Kyiv. – P. 75 – 76. *(Особистий внесок автора: польові геолого-структурні дослідження, їх узагальнення та співставлення з даними попередників)*

33. **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. Докембрійські утворення Приазовського мегаблоку – результат взаємодії в'язких розломів // Наукова конференція, присвячена 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка “Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки”. 13-15 жовтня. Львів. 2010. – С. 162 – 164. *(Особистий внесок автора: формулювання мети, польові роботи, їх узагальнення та взаємоув'язка з ізотопними дослідженнями цирконів, висновки)*

34. **Осьмачко Л.С.**, Демедюк В.В. Деформационные показатели и особенности цирконов как индикаторы многократности формирования Орехово-Павлоградской межблоковой зоны // Материалы всероссийской научной конференции с международным участием, посвященная 100-летию С.Н.

ИВАНОВА. *IV Чтения памяти С.Н. Иванова. Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры.* Екатеринбург. Май 2011. – С. 195 – 198. *(Особистий внесок автора: формулювання мети і завдань роботи, взаємоув'язка даних структурних досліджень та цирконометрії, висновки)*

35. **Осьмачко Л.С.** Генерации структур и акцессориев Голованевской шовной зоны Украинского щита // XVIII международная научно-практическая конференция «Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы», Воронеж, 24-29 сентября 2012 г. – С. 168 – 170.

36. **Осьмачко Л.С.** Строение Украинского щита – суммарный эффект многократных тектонических активизаций // Міжнародна наукова конференція присвячена 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака: Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту. Київ, 16–17 вересня 2014 р. – С. 87-88.

37. **Осьмачко Л.С.,** Петриченко Е.В., Лесная И.М. О многоактности становления березнинской толщи (на примере фрагмента Бердичевского массива) Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита // Міжнародна наукова конференція присвячена 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака: Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту. Київ, 16–17 вересня 2014 р. – С. 89-90. *(Особистий внесок автора: формулювання мети роботи, взаємоув'язка даних польових структурних досліджень та ізотопного датування акцесорних мінералів, висновки)*

Продовж. дод. В

Апробація результатів дисертації

Основні положення роботи викладено та обговорено на науково-практичних конференціях різного рівня:

1. IX Міжнародна конференція «Геоінформатика: теоретичні та прикладні аспекти» (Київ, 11-14 травня 2010., форма участі – усна доповідь);

2. XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks» (Moscow-Koktebel', 2010., форма участі – публікація тез);

3. Conference dedicated to the memory of J.A. Morozewicz «Petrology, mineralogy, geochemistry», (Kyiv, 19-21 September 2010., форма участі – постерна доповідь);

4. Наукова конференція, присвячена 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка «Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки, (Львів, 13-15 жовтня 2010., форма участі – публікація тез);

5. XVI международная конференция «Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы», (Воронеж, 20-24 сентября 2010., форма участі – публікація тез);

6. Всероссийская научная конференция с международным участием, посвященная 100-летию С.Н. Иванова. *IV Чтения памяти С.Н. Иванова. «Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры»*, (Екатеринбург, Май 2011., форма участі – публікація тез);

7. XVIII международная научно-практическая конференция «Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы», (Воронеж, 24-29 сентября 2012., форма участі – публікація тез);

8. Міжнародна наукова конференція присвячена 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака: «Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континенту», (Київ, 16–17 вересня 2014., форма участі – публікація тез).