

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.4.211512>  
УДК 551.242.1:553.3/4(477)

Л.С. ОСЬМАЧКО

ДУ «Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України», Київ, Україна,  
E-mail: osml@ukr.net

## ПРО ВЗАЄМОУЗГОДЖЕНІСТЬ ФОРМУВАННЯ МЕТАМОРФОГЕННИХ КОМПЛЕКСІВ СОРОКИНСЬКОЇ ЗОНИ, ГРАНОДІОРИТІВ ОСИПЕНКІВСЬКОГО МАСИВУ ТА ПЕГМАТИТОВОГО ВУЗЛА БАЛКА КРУТА (ПРИАЗОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Проведені детальні геолого-структурні дослідження частини кристалічного фундаменту на межі Західноприазовської антикліноної та Центральнопіриазовської синкліноної зон. Зокрема, в межах Сорокинської зони розломів та Осипенківського масиву гранодіоритів. Встановлено, що зазначена частина фундаменту як результат багатоступінних петроструктурних перетворень є ієрархічною, самоподібною й високоузгодженою дислокаційною структурою. Безпосередньо автором виділено вісім генерацій дислокаційних структур, які є індикаторами восьми етапів структурних і речовинних трансформацій досліджуваної частини кристалічного фундаменту. Дислокаційні структури (структурно-речовинні новоутворення) перших п'яти генерацій сформовані мінеральними парагенезисами, що відповідають РТ умовам від гранулітової до епідот-амфіболітової — зеленосланцевої фації метаморфізму. Найінтенсивніше проявлені структурні й речовинні новоутворення четвертої та п'ятої із виділених генерацій, які взаємоузгоджені з пегматитовими тілами. Дислокаційні структури молодших генерацій здебільшого сформовані продуктами крихкого руйнування, тобто вони утворені за холодних умов та лише підсилюють раніше сформовану структурно-речовинну неоднорідність.

Систематизовані дані про будову вузла пегматитів Крута Балка відповідно до принципу ієрархічності геологічних утворень. Показано, що цей об'єкт є закономірною високопорядкованою складовою Сорокинської зони, що може бути лише наслідком його становлення завдяки залученню всього об'єму середовища даної зони до багатоступінних дислокаційних перетворень. Тобто формування рудоносних тіл досліджуваної зони відбувалося синхронно з вмісними нерудними геологічними тілами, в подібних геолого-динамічних умовах — в декілька етапів структурно-речовинних перетворень докембрійського фундаменту за деформацій здвигу/ротації. Тому рідкіснометалева мінералізація досліджуваного вузла пегматитів займає ділянки в межах зони, які є найбільш структурно і речовинно диференційованими, і її можна віднести до типу тектонометаморфогенних утворень. Наведені факти свідчать, що все наповнення Сорокинської зони разом з гомеором пегматитів є єдиною тектоногеохімічною системою, яка створювалася щонайменше у вісім етапів структурно-речовинних трансформацій досліджуваної частини кристалічного фундаменту.

Запропонована схематизована модель багатоступінного становлення докембрійської структурно-речовинної будови центральної частини Приазовського мегаблоку та відображені структурні позиції рудних тіл у цій тектонометаморфогенній споруді.

**Ключові слова:** Сорокинська зона; генерації структур; гомеора пегматитів Балка Крута; модель становлення; взаємоузгодженість; самоподібність; тектоногеохімічна система.

Цитування: Осмачко Л.С. Про взаємоузгодженість формування метаморфогенних комплексів Сорокинської зони, гранодіоритів Осипенківського масиву та пегматитового вузла Балка Крута (Приазовський мегаблок Українського щита). *Геологічний журнал*. 2020. № 4 (373). С. 43—64. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.4.211512>

Citation: Osmachko L.S., 2020. On the congruence of the formation of metamorphogenic complexes of the Sorokynska zone, granodiorites of the Osypenkivsky massif and the pegmatite node of Kruta ravine (Priazov megablock of the Ukrainian shield). *Geological Journal (Ukraine)*, No. 4 (373), pp. 43—64. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.4.211512>

## Вступ

Актуальність досліджень визначається необхідністю розвитку сировинної бази металевих корисних копалин, від яких залежить енергетичне та стратегічне забезпечення піднесення економіки України.

Мета роботи — уточнення закономірностей будови та розміщення родовищ металевих корисних копалин у залежності від факторів формування докембрійського структурного плану Українського щита (УЩ).

Об'єкт дослідження: докембрійський структурний план центральної частини Приазовського мегаблоку УЩ у зв'язку із закономірностями розміщення металевих корисних копалин. Адже питання щодо умов утворення та закономірностей розміщення перспективних структур на металеві корисні копалини досить широко дискутуються через неоднозначне трактування специфіки тектонічних явищ у процесі формування докембрійського фундаменту, а саме: причин і механізмів деформаційних перетворень кристалічного фундаменту, кількості їх етапів, кінематики, тиснево-температурних (РТ) умов реалізації та їх впливу на перерозподіл речовини гірських порід.

Предмет дослідження: структурно-речовинні особливості будови метаморфогенних комплексів Сорокинської зони та рудного вузла Балка Крута.

## Короткий огляд будови об'єкта досліджень за даними попередніх досліджень

Відповідно до роботи (Тектонічна..., 2007), зчленування Західноприазовської антикліноної та Центральноприазовської синкліноної зон розломами порушене, але вони не є безпосередньою межею зон. Зазначені зони чітко відрізняє різна геометрія складчастих форм. Сорокинська зона розломів ускладнює південно-східну частину Західноприазовської антикліноної зони.

Західноприазовська антиклінона зона переважно сформована породами західноприазовської серії (Кореляційна..., 2004). Центральноприазовська синклінона зона виповнена здебільшого породами центральноприазовської серії неoarхею, підпорядкованою мірою —

західноприазовської серії палеoarхею, а також гранітоїдами анадольського, обіточненського та інших комплексів (Кореляційна..., 2004; Тектонічна..., 2007).

Сорокинська зона завширки 2—2,5 км простягається на північний захід майже на 50 км. Виповнена дана структура відкладами осипенківської серії (Кореляційна..., 2004). Вони формують синклінальну складку, крила якої круто (ізоклінально) падають на південний захід (Державна геологічна карта, 2004; Альохін, 2009; Ісаков, 2009). Осипенківська серія розчленовується на три світи (знизу вверху): ольжинську, крутобалківську, сурозьку. Ольжинська світа (потужністю до 1 км) складена асоціацією амфіболітів, амфібол-плагіоклазових, гранат-амфібол-плагіоклазових, плагіоклаз-амфібол-піроксенових сланців з тальк-карбонатними, хлорит-олівін-серпентиновими породами та актинолітитами і тремолітитами, амфібол-кварц-плагіоклазовими сланцями, кварц-магнетит-хлорит-кумінгтонітовими сланцями та малорудними магнетитовими кварцитами (Кореляційна..., 2004). З амфіболітами й амфіболовими сланцями ольжинської світи асоціюють метаморфізовані дуніти, перидотити, габро, діабазы мафіт-ультрамафітові, які віднесені до сорокинського комплексу (Кореляційна..., 2004).

Крутобалківська світа (потужністю близько 300 м) представлена асоціацією гранат-біотит-польовошпат-кварцових, біотит-польовошпат-кварцових, двослюдяних, турмалін-мусковіт-біотит-польовошпат-кварцових та інших сланців (Кореляційна..., 2004).

Сурозька світа (потужністю до 100 м) складена метаріолітами, метаріодацитами, метадацитами флюїдальними, порфіровими, афіровими та їхніми туфами (Кореляційна..., 2004).

Розріз Сорокинської зеленокам'яної структури завершується відкладами садової світи. Вона деякою мірою умовно віднесена до палеопротерозойських утворень криворожію (Кореляційна..., 2004).

Відповідно до (Кореляційна..., 2004), нижню вікову межу формування порід осипенківської серії визначає U-Pb ізохронна дата, що була одержана датуванням детритових цирконів з метаконгломератів, а саме  $(3330 \pm 40)$  млн років. Вік гранат-біотитових гнейсів серед амфіболітів ольжинської світи за одним з різнови-

дів циркону сягає ( $3350 \pm 120$ ) млн років (Геохронологія..., 2005). Вік формування метавулканітів кислого складу відбиває U-Pb ізохронна дата для цирконів з цих порід — ( $3160 \pm 140$ ) млн років (Сурозька ділянка). Верхня вікова межа формування утворень осипенківської серії може бути визначена за віком формування гранодіоритів шевченківського комплексу, які інтродують породи серії (для цирконів з цих порід — р. Берда, балка Крута — одержано U-Pb ізохронну дату ( $2802 \pm 33$ ) млн років (Кореляційна..., 2004)). Вік жильного апліту в балці Собача — ( $2657 \pm 98$ ) млн років (Геохронологія..., 2005).

Гранодіорити, що формують Осипенківський масив, віднесені до шевченківського комплексу (Кореляційна..., 2004; Геохронологія..., 2005).

О.С. Іванушко (Іванушко, 1980) розглядає розвиток раннього докембрію УЩ як явище тісного взаємозв'язку та взаємообумовленості процесів магматизму, метаморфізму і тектоніки, при визначній ролі останньої. Для Приазовського блоку О.С. Іванушко виділив декілька напрямків складчастості, які простежуються по простяганню маркуючих товщ та за взаємовідношенням складчастих структур різних рангів і напрямків. Це складчастості субширотного, субмеридіонального, північно-західного та повторного широтного напрямків. Перша з них є найдревнішою та охоплює всю площу щита і формує 1-й структурний поверх. Субмеридіональна складчастість утворює 2-й структурний поверх. Складчастість північно-західного напрямку в межах Приазовського блоку проявилась особливо інтенсивно і формує 3-й структурний поверх. Широтні складки повторного прояву ускладнюють складки 1—3-го структурних поверхів. Саме з цією складчастістю О.С. Іванушко пов'язує становлення Осипенківської синклінали (Іванушко, 1980). Кожен із новоутворених структурних поверхів залягає в накладеній негативній структурі поверху, що розміщений нижче. Тектонічні напруги наступних етапів, за О.С. Іванушком, розряджались у вигляді розривних порушень, які ускладнювали складчасті структури раннього докембрію, але не були природними обмеженнями окремих структур.

О.С. Іванушко пропонує використовувати різні типи текстур для встановлення просто-

рогового положення метаморфічних товщ. Це смугасті текстури, представлені чергуванням тонких смуг, які складені лейко- і меланократовими мінералами; смугасті текстури, пов'язані з кліважем та лінійністю, що зумовлена: а) збігом смугастості кліважу із смугастістю первинного нашарування, б) пересіченням вказаних вище видів смугастості, в) збігом жолобчастості із шарнірами складок.

За даними Г.Л. Кравченка зі співавторами (Кравченко и др., 1985), комплекси порід, які приурочені до Сорокинської зони, утворилися в результаті деструкції і реметаморфізму древньої гранулітової кори. А саме в процесі лінійних деформацій та синдеформаційного кристалобластезу.

В межах території, що розглядається, відомі рудопрояви заліза, нікелю, ніобію, ніобій-танталу, рубідій-ніобій-танталу, золота, срібла; родовища ніобій-тантал-літієве в пегматитах та золота (Металогенічна..., 2002; Державна геологічна карта, 2004; Альохін, 2009; Ісаков, 2009). Вік зазначених пегматитів, за різними джерелами, оцінюється в 2800—2000 млн років (Ісаков, 2009). За класифікацією Л.В. Ісакова, пегматити рідкіснометалевої й рідкісноземельної спеціалізації (вузол Балка Крута) належать до геолого-структурної групи міжкупольних прогинів та трогових структур, які виповнені породами, що зазнали метаморфізму епідотамфіболітової й андалузит-силіманітової фацій. Дані пегматити є дериватами постзеленокам'яних високодиференційованих інтрузій плагіоклазових та двопольовошпатових гранітів (Ісаков, 2009).

Щодо формування пегматитів рідкіснометалевої й рідкісноземельної спеціалізації існують декілька гіпотез (Ісаков, 2009). Перша — утворення пегматитів із залишкового розплаву-розчину в разі його відторгнення від основної маси магми і послідовної кристалізації в закритій системі. Друга — утворення пегматитів внаслідок метаморфічних й ультраметаморфічних перетворень. Третя — утворення пегматитів у результаті метаморфогенних і метасоматичних перетворень аплітів, жильних гранітів, гнейсів, мілонітів, тектонітів та формування пегматитових тіл під впливом постмагматичних розчинів у відкритій системі. Є також гіпотези гідротермального та суто метаморфічного походження пегматитів (Ісаков, 2009).

Л.В. Ісаковим виділено такі головні етапи формування пегматитів Східноукраїнської пегматитової області. Перший етап палео-мезоархейських керамічних пегматитів — період розвитку блоку з формуванням мігматитових полів та анатектичних масивів гранітів в умовах амфіболітової фації метаморфізму. Другий етап мезо-неоархейських рідкіснометалевих та рідкісноземельних пегматитів — час формування зеленокам'яних структур з інтенсивним розвитком плагіогранітного та гранітного магматизму. Також Л.В. Ісаковим простежено загальну закономірність розвитку гранітних масивів Приазов'я, які полягають, по-перше, у спрямованій зміні хімізму від основних різновидів практично без рідкіснометалевої спеціалізації до більш кислих і лужних різновидів, які насичені акцесорною рідкіснометалевою й рідкісноземельною мінералізацією; по друге — у зменшенні з часом розмірів масивів. Масштаби пегматитоносності та рудоносності прямо пропорційні ступеню диференційованості магматичних комплексів, з якими вони пов'язані. У визначенні виду диференціації магматичного флюїду (розшарування, кристалізація, відщеплювання газової фази) вирішальна роль належить термодинамічному режиму процесу. Чіткість відокремлення рідких диференціатів системи пропорційна її збагаченню компонентами летких сполук до тривалості етапів процесу, проникності зовнішнього середовища й інтенсивності розрядки тектонічних напруг. Зміна стадій диференціації гранітоїдної маси знаменується зміною ступеня ізоморфізму мінеральних компонентів і структурними змінами диференціатів системи (Ісаков, 2009).

Питання впливу тектонофізичних умов на локалізацію зруденін у межах Сорокинської зони розломів розглянуті в роботах (Корчемагин и др., 1999; Дудник и др., 2001). За цими авторами, територія балок Крута та Собака характеризується здвиговим типом поля деформацій. Осі скорочення та видовження зазнають незначного розвороту за часовою стрілкою та мають похиле падіння на північ—північний схід та схід, відповідно. При цьому виділено шість етапів деформаційного процесу. Наймолодший з етапів авторами (Корчемагин и др., 1999; Дудник и др., 2001) віднесено до альпійського етапу тектогенезу, найдревніший з ви-

ділених — до ранньопротерозойського. Тобто в структурно-віковій шкалі, наведеній нижче, дані етапи відповідають таким від 6- до 11-го. Для рудовмісних ділянок Сорокинської зони характерним є скидо-здвиговий тип поля, негативне значення коефіцієнта Лоде-Надаї, а також висока його дисперсія (Корчемагин и др., 1999; Дудник и др., 2001).

В.І. Альохіним, за результатами опрацювання геофізичних, космо-аероматеріалів, геохімічних даних, вивчення тектонічних порушень у відслоненнях, складена схема еволюції розломних зон Приазовського мегаблоку (Альохін, 2009). Більшість з них закладені в ранньому археї та неодноразово активізувалися пізніше. У відслоненнях розломні зони виражені дробленням, катаклазом, мілонітами, бласто-мілонітами, а також тектонітами альмандин-амфіболітової і зеленосланцевої фацій, що формують динамометаморфічну смугастість. Сорокинська зона, за В.І. Альохіним, була закладена у ранньому археї як правий здвиг; активізовувалася в пізньому протерозої як лівий здвиг та скид; у середньому протерозої; у палеозої як правий здвиг; мезозозої й кайнозої. За проявами крихких деформацій цим автором виділено до шести типів полів напруг, які в часі змінювали одне одного. Причому розподіл ділянок з такою кількістю різнотипних полів напруг, як на макро-, так і мезорівнях, має осередковий характер. До таких осередків приурочені ендегенні зруденіння, а просторове розміщення полюсів рудоносних структур контролюється віссю видовження сумарного поля деформацій. Для рудопрояву Балка Крута найбільш крупні скупчення мінералів рудного парагенезису приурочені до лінії перетину двох крутопадаючих систем тріщин, особливо на ділянках їх перетину із системою похилих тріщин (Альохін, 2009).

Автором даної роботи раніше були проведені детальні геолого-структурні дослідження на межі Західноприазовської антикліноної та Центральноприазовської синкліноної зон (рис. 1), результати яких представлені в роботах (Лукиєнко, Осьмачко, 2001; Осьмачко, Таранюк, 2002; Осьмачко, 2004).

В узагальнюючому вигляді результати зазначених досліджень наведені в таблиці. Досліджувана частина Приазовського мегаблоку є гібридною дислокаційною структурою, яка фор-

**Рис. 1.** Оглядова карта району досліджень на основі (Кічурчак В.М., Пігулевський П.Г., 2003). Кристалічні породи, що безпосередньо вивчалися: 1 — гранодіорити Осипенківського масиву; 2 — гранітоїди супутні гранодіоритам та метаморфогенним товщам Сорокинської зони; 3 — амфіболіти; 4 — гнейси та кристалосланці біотитові; 5 — зелені сланці; 6 — вузол пегматитів Балка Крута; 7 — ділянки детальних робіт, дані по яких наведені в роботі (а) та дані по яких не наведені, але враховані при формулюванні узагальнення та висновків (б). Вверху праворуч — вікова шкала в млрд років. Інші позначення див. (Кічурчак, Пігулевський, 2003)

**Fig. 1.** Overview map of the study area based on (Kichurchak V.M., Pigulevsky P.G., 2003). Crystalline rocks directly studied: 1 — granodiorites of the Osypenkivsky massif; 2 — granitoids accompanying granodiorites and metamorphogenic strata of the Sorokynska zone; 3 — amphibolites; 4 — biotitic gneisses and crystalline schists; 5 — green schists; 6 — pegmatite node Balka Kruta; 7 — areas of detailed work, the data on which are given in work (a) and the data on which are not given, but taken into account in the formulation of generalizations and conclusions (b). At the top right — the age scale in billions of years. For other designations see (Kichurchak, Pigulevsky, 2003)



мувалася щонайменше в сім етапів тектоно-метаморфогенних трансформацій кристалічного фундаменту. Про це свідчать виділені в об'ємі фундаменту, що досліджувався, дислокаційні структури семи генерацій. Вони на мікро- та мезорівнях організації геологічного середовища представлені смугастістю, сланцюватістю, мінеральною лінійністю, розлінзуванням, будиначем, кліважем, тріщинами; на макрорівні — в'язкими й крихкими розломами. Всі зазначені структури є похідними здвигових трансформацій, формувалися послідовно в часі унаслідок змін напрямків тектонічних напруг та за різних значень тиску і температури (РТ). Зокрема, структури генерацій 1—4 та 6 є результатом спрямованої перекристалізації й фракціювання речовини кристалічного фундаменту в динамічних умовах за РТ-показників на рівні від гранулітової до зеленосланцевої фації метаморфізму; структури генерацій 5, 7 визначено як постметаморфічні. Сорокинська структура за даною схемою ототожнена з в'язкорозломною зоною, що була закладена на третьому етапі розвитку території в РТ-умовах амфіболітової фації і в подальшому, на етапах 4—7, розвивалася в

умовах зеленосланцевої фації та постметаморфічних.

Осипенківський гранодіоритовий масив ототожнено з жорстким ядром, реліктові структури якого відповідають дислокаційним утворенням генерації 1. Масив як систему ієрархічно підпорядкованих лінзоподібних субтіл було сформовано на третьому етапі розвитку території.

Рудоносні пегматити балки Крута в роботі (Осьмачко, 2004) ідентифіковано як утворення, сформовані на шостому етапі розвитку досліджуваного фрагменту докембрію. При цьому зазначено, що дислокаційні структури шостого етапу просторово пов'язані зі структурами п'ятого етапу, але проявлені в інших РТ-умовах; тому перетворення шостого етапу відділяються від попередніх не зовсім однозначно.

В новішій роботі (Осьмачко, 2011) охарактеризовано будову метаморфогенних комплексів Східноприазовського блоку, завдяки чому в загальну схему тектонометаморфогенної еволюції Приазовського мегаблоку (Осьмачко, 2004) долучено етап тектонічних перетворень в діапазоні 1,8—1,7 млрд років тому. Він у зазначеній схемі відповідає п'ятому етапу (див. табли-

цю). Відповідно етапи тектонічних перетворень 4—7, що виділялись раніше (Осьмачко, 2004), зміщені та у схемі, яка наведена в таблиці, відповідають етапам 5—8.

Попри численні доробки попередніх дослідників, все ж варто визнати, що умови формування рудопроявів і родовищ досліджуваної частини УЩ та закономірності їх розміщення на даний час є неостаточно з'ясованими. А показники, такі як просторове розміщення, РТ-умови та ін., метаморфогенних структур, зокрема смугастості, сланцюватості, мінеральної

лінійності, фактично не залучені до встановлення тектонометаморфогенної еволюції досліджуваної частини УЩ.

### Методи та матеріали

В основу досліджень покладено теоретичні уявлення та методи структурно-парагенетичного аналізу. Вони розроблялися Є.І. Паталахою (Паталаха и др., 1995), О.І. Лукієнком (Лукієнко та ін., 2008), Б.М. Чіковим, О.І. Слензаком (Слензак, 1984), О.І. Чередниченком, В.М. Венедик-

### Структурно-вікова шкала дислокаційної тектоніки Призовського мегаблоку Українського щита Structural-age scale of dislocation tectonics of the Priazovsky megablock of the Ukrainian shield

Індекс етапу	РТ умови прояву	Процеси структурно-речовинних перетворень	Провідні дислокаційні структури
D <sub>11</sub> <sup>*</sup>	Епізона	Підкидо-здвиги, скидо-здвиги, скидо-насуви	Геоблоки, лінійні та кільцеві розломи
D <sub>10</sub>	Епізона + мезозона	Надвиги, підкидо-здвиги у супроводі метасоматозу	Геоблоки, сіткоподібний меланж поліміктового складу
D <sub>9</sub>		Надвиги, підкидо-здвиги у супроводі меланжу та метасоматозу	Сіткоподібний меланж поліміктового складу
D <sub>8</sub>		Насуви у супроводі меланжу та колізійного магматизму	Те ж саме
D <sub>7</sub>	Епізона + зеленосланцева	Рифтогенез, сколювання та мілонітизація	Крихкі розломи та пов'язані з ними блокові структури, рифти, зони сколу
D <sub>6</sub>		Грабено-, горстоутворення, катаклаз, брекчіювання, мілонітизація	Грабени, горсти, зони сколу
D <sub>5</sub>	Епідот-амфіболітова, зеленосланцева	Спрямований порфіробластез, розлінзування, будинаж	В'язкі сингранітизаційно-гнейсуваті та кліважні розломи меридіонального до північно-східного простягань
D <sub>4</sub>	Епідот-амфіболітова	Речовинна диференціація у супроводі спрямованої перекристалізації	Сингранітизаційні й кристалізаційно-сланцюваті в'язкорозломні зони субмеридіонального простягання
D <sub>3</sub>	Амфіболітова	Речовинна диференціація у супроводі вторинної мігматизації, направленої перекристалізації та в'язкої переорієнтації	В'язкорозломні зони вторинної мігматизації, кристалізаційно-сланцюватої й гнейсуватої течій північно-західного простягання
D <sub>2</sub>	Грануліт-амфіболітова	Односпрямована перекристалізація та формозміна	В'язкі кристалізаційно-сланцювато-гнейсуваті розломи
D <sub>0-1</sub>	Гранулітова	Мігматизація	Зони тектонічної синмігматичної смугастості

\* До характеристики D<sub>6-11</sub> залучені дані попередників.

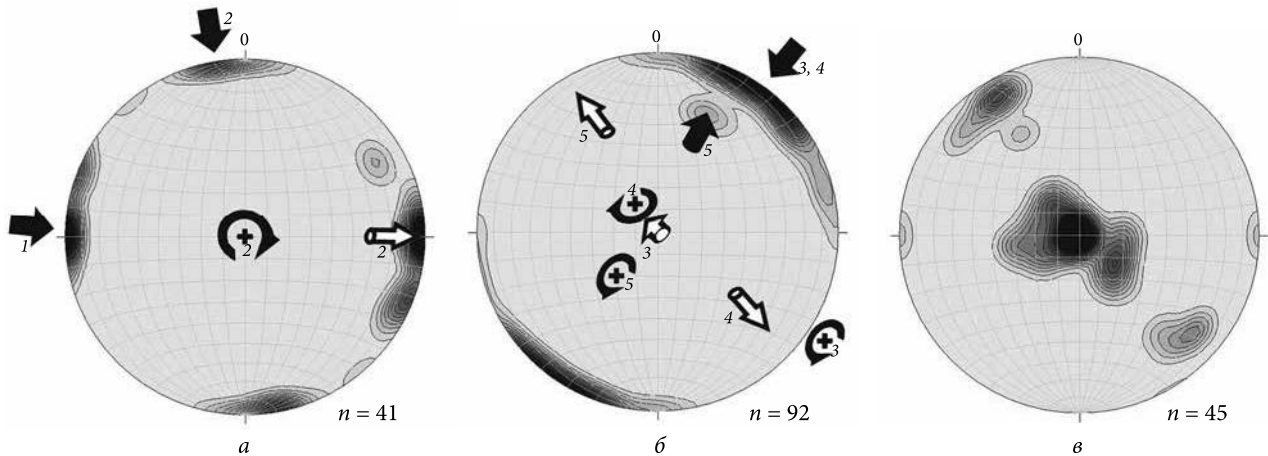
\* Data of previous studies are included.

товим, Г.В. Тохтуєвим, П.С. Верем'євим, А.Н. Казаковим, В.С. Заїка-Новацьким, О.Б. Гінтовим, С.В. Горяїновим (Метаморфические..., 2009). Зазначений аналіз враховує морфологічну оцінку і просторові характеристики взаєморозміщення дислокаційних утворень, їх речовинний склад і РТ-умови формування, дані про вік та послідовність становлення. Також розкриттю мети роботи сприяли наукові розробки П.М. Горяїнова з колегами (Горяинов, Иванюк, 2001).

Фактичним матеріалом досліджень була документація природних відслонень криста-

лічних порід по обох берегах р. Берда на відрізку від с. Родіонівка до с. Нововасилівка. Проводилися геологічне картування з описом, зарисовками й фотографуванням, відбором зразків та замірами елементів залягання структурно-текстурних атрибутів кристалічних порід. Зокрема фіксувалися елементи залягання окремих геологічних тіл та їх просторові взаємовідношення; також замірялися азимути падіння площин смугастості, сланцюватості, кліважу, площин ковзання та азимути занурення мінеральної лінійності, осей складчастих форм,

Малі тектонічні структури	Геологічне середовище	Вікові репери, млн років
Брекчії, глинисті мілоніти, бластомілоніти, бластокатаклазити	Четвертинні відклади — докембрійські	0—2
Брекчії, глинисті мілоніти, бластомілоніти, бластокатаклазити та супутні їм метасоматити складу від березитів до пропілітів	Ранньонеогенові відклади — докембрійські	2—5
Катаклазити, мілоніти, бластомілоніти, ультрамілоніти, псевдотахіліти та супутні їм метасоматити пропіліт-березит-аргілізитового ряду	Пізньопалеогенові відклади — докембрійські	65—55
Глинисті мілоніти, катаклазити, брекчії, бластокатаклазити, а також супутні їм метасоматити — аргілізити, пропіліти	Ранньопермські відклади — докембрійські	260—250
Крихкі тріщини та борошністі мілоніти	Різною мірою задіяні всі більш древні утворення, найбільш суттєво — крайові частини УЩ	400—350
Кліваж, структури брекчіювання та мілонітизації		≈1000
Смугастість синтектонічного порфіробластезу, розлінзування, в'язкий кліваж, будинаж, S-складки	Гранітоїди південнокальчицького, кам'яногогильського та більш древні утворення	1900—1700
Вторинна сингранітизаційна смугастість, мезорозлінзування, гнейсуватість	Обіточненський, каратюцький, салтичанський комплекси та більш древні утворення	2000—2200
Вторинні монокліналі, структури розлінзування, вторинного розшарування, мігматична смугастість, сланцюватість та гнейсуватість	Центральноприазовська, осипенківська серії та древніші товщі. Мангуський, шевченківський та інші комплекси	2800—2600
Кристалізаційна й порфіробластична сланцюватість, гнейсуватість переважно широтного простягання	Західноприазовська серія та гранітоїди, що з нею асоціюють	≈3200
Мігматична смугастість північно-східного простягання		3400 і більше



**Рис. 2.** Стереограми полюсів площин смугастості і реліктових тіл (а), сланцюватості й тіл-складових (б) та занурення мінеральної лінійності (в) для гранодіоритів Осипенківського масиву. Проекція на нижню півсферу. Градація ізоліній: 1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13-14-15. Стрілки — напрямки дії тектонічних тисків: чорні прямі — стиснення (для спрощення показано однією стрілкою), білі — розтягу; округлі — ротації та її вісь (хрестик). Цифри поруч — індекс етапу,  $n$  — кількість замірів

**Fig. 2.** Stereograms of the poles of the planes of banding and relict bodies (а), schistosity and constituent-bodies (б) and dipping of mineral linearity (в) for granodiorites of the Osypenkivsky massif. Projection on the lower hemisphere. Gradation of isolines: 1-2-3-4-5-6-7-8-9-10-11-12-13-14-15. Arrows — directions of action of tectonic pressures: black lines — compression (for simplicity is shown by one arrow), white — tension; rounded — rotation and its axis (cross). The numeric of near — the stage index,  $n$  — the number of measurements

довгих осей подовжених лінзо-веретеноподібних геологічних тіл, штрихів та борізід ковзання. Після польових робіт зі зразків в шліфувальній лабораторії геологічного факультету Київського національного університету ім. Тараса Шевченка були виготовлені шліфи. Останні вивчалися під мікроскопом для встановлення мінерального складу, мікробудови та орієнтовних РТ-параметрів формування досліджуваних геологічних тіл та їх структурно-тестурних ознак.

## Результати досліджень

### Уточнення структурно-речовинної організації Сорокинської зони

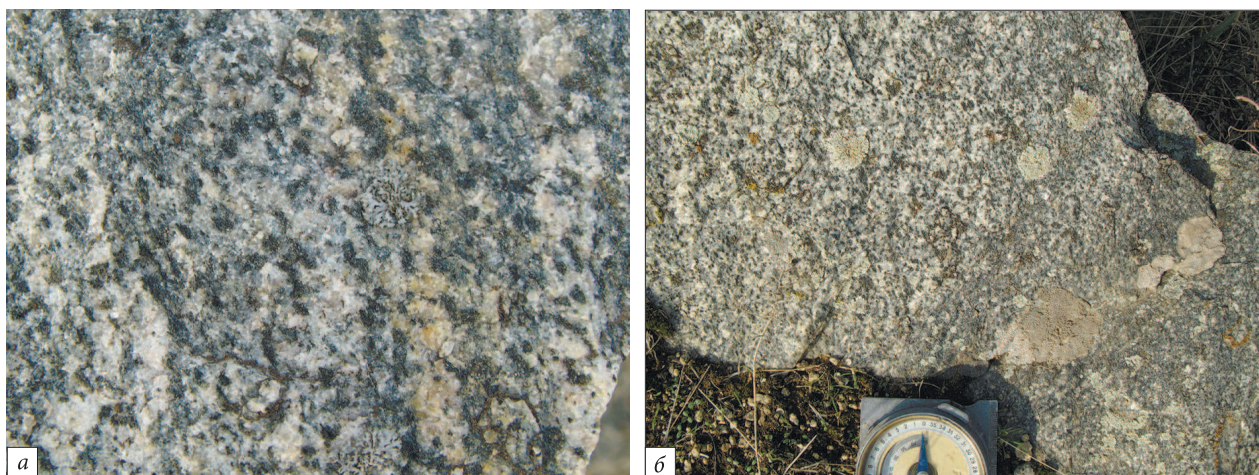
Для уточнення закономірностей будови, розміщення та умов формування перспективних ділянок на металеві корисні копалини в межах Сорокинської зони нами були проведені додаткові дослідження, а саме систематизовані дані про петроструктурну організацію зазначених об'єктів. Систематизація полягала в опрацюванні фактичного матеріалу про розміщення смугастості, лінійності та інших метаморфогенних структур за допомогою програми StereoNett 2.46, а також в охарактеризуван-

ні у відповідності до принципу ієрархічності геоструктур пегматитового вузла Балка Крута.

На рис. 2 наведені стереограми полюсів площин смугастості, реліктових тіл (а), сланцюватості і тіл-складових масиву (б) та занурення мінеральної лінійності (в) для гранодіоритів Осипенківського масиву. Смугастість та реліктові лінзоподібні тіла гнейсового складу нами ідентифіковано відповідно як дислокаційні утворення генерацій 1 та 2. За аналогією зі структурами, виділеними у межах Берестовської синклінали, вік зазначених утворень прив'язуємо до часу 3,6—3,4—3,2 млрд років, відповідно. Смугастість та реліктові тіла задіяні різноінтенсивним розсланцюванням (рис. 2—4). Завдяки цьому в об'ємі Осипенківського масиву виокремлені лінзоподібні субтіла (рис. 4). В центральних частинах таких тіл порода близька до масивної, в напрямку до крайових їх частин ступінь розсланцювання збільшується.

В площинах сланцюватості спостерігається крута лінійність (рис. 2, б), сформована агрегатами біотиту, та похила, яка виражена агрегатами мусковіту і калієвого польового шпату. За даними досліджень С.В. Горайнова зі співавторами (Метаморфические..., 2009), вік розсланцювання з крутою мінеральною лінійністю відповідає часовій мітці близько 2,8 млрд років



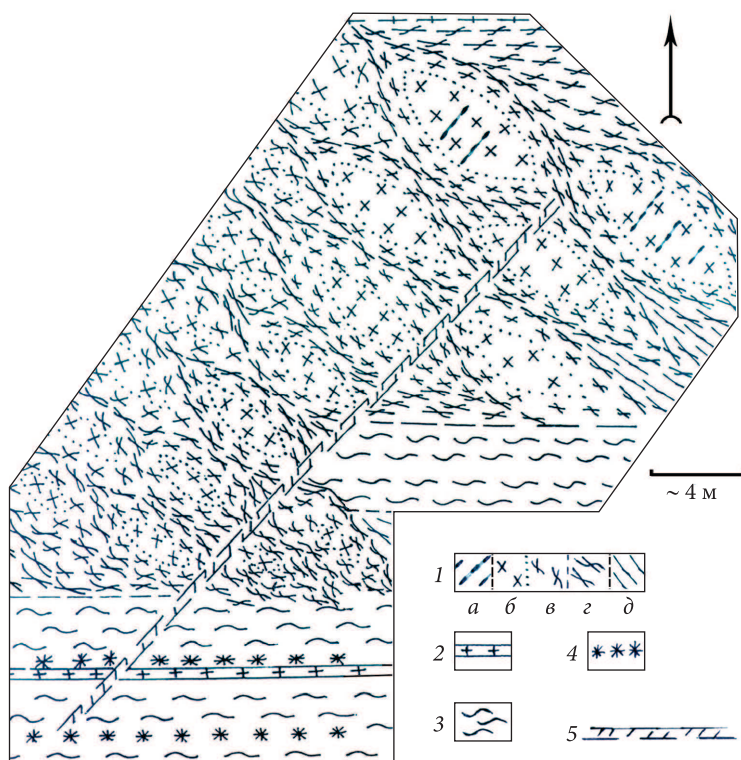


**Рис. 3.** Фрагменти Осипенківського масиву гранодіоритів, де сланцюватість перетинає й розвивається по смугастості (а), сланцюватість перетинає реліктові тіла гнейсового складу (б). Фото зорієнтовані відносно сторін світу, площини горизонтальні

**Fig. 3.** Fragments of the Osypenkivsky massif of granodiorites, where schistosity intersects and develops along banding (a), schistosity intersects relict bodies of gneiss composition (b). Photos are oriented relative to the sides of the world, the planes are horizontal

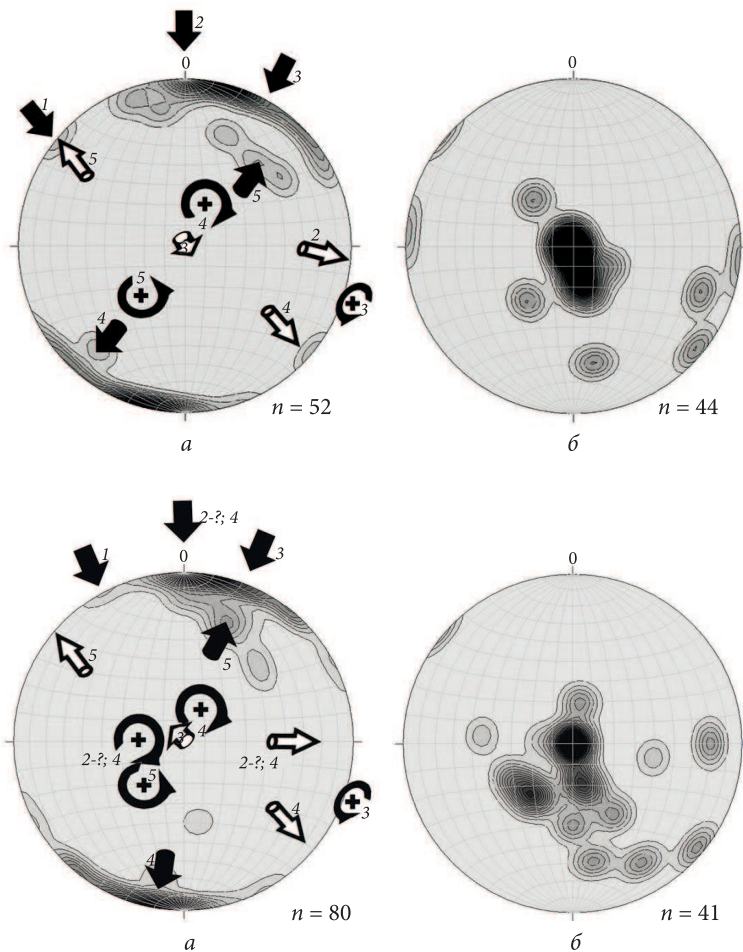
**Рис. 4.** Будова частини Осипенківського масиву гранодіоритів як система різнопорядкових лінзовидних субтіл виокремлених завдяки різноінтенсивному розсланцюванню, 1 — гранодіорити, де а — реліктова смугастість та шліри у відносно масивних породах (б), в—д — різною мірою розсланцьовані (в — слабо, д — інтенсивно); 2 — інші гранітоїди; 3 — амфіболіти; 4 — озалізнення; 5 — русло балки

**Fig. 4.** The structure of the part of the Osypenkivsky massif of granodiorites as a system of different-order lenticular subbody, isolated due to different-intensity development schistosity, 1 — granodiorites, where a — is a relict banding and schlieren in relatively massive rocks (b), v—d — schistosity to varying degrees (v — weak, d — intense); 2 — other granitoids; 3 — amphibolites; 4 — iron mineralization; 5 — riverbed



тому. За нашою класифікацією, це дислокаційні структури генерації 3. Зони розсланцювання (меланжу, за С.В. Горяйновим) з похилою мінеральною лінійністю формувалися приблизно 2,0 та 1,8 млрд років тому. Ці утворення ідентифікуємо як дислокаційні структури генерацій 4 та 5, відповідно (див. рис. 2).

Діаграма орієнтації оптичних осей кварцу (Осьмачко, 2004) за результатами замірів (300) на фєдорівському столику з гранодіоритів Осипенківського масиву відображає подібні до розміщення мінеральної лінійності результати. А саме поля проєкцій оптичних осей кварцу формують вертикальний максимум, гори-



**Рис. 5.** Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення лінійності за осями складок і мінеральними агрегатами (б) для білих різнозернистих гранітоїдів, що межують зі сланцями ольжинської світи та гранодіоритами Осипенківського масиву. Інші позначення див. рис. 2

**Fig. 5.** Stereograms of the poles of the planes of banding and schistosity (a) and dipping of linearity for fold axes and mineral aggregates (b) for white various-grained granitoids adjacent to the schists of the olzhynska suite and granodiorites of the Osypenkivsky massif. For other designations see Fig. 2

**Рис. 6.** Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами і осями складок (б) для амфіболітів Сорочинської зони (ольжинська світа за (Кореляційна..., 2004)). Інші позначення див. рис. 2.

**Fig. 6.** Stereograms of the poles of the planes of banding and schistosity (a) and dipping of linearity for mineral aggregates and fold axes (b) for amphibolites of the Sorokynska zone (olzhynska suite is shown according to (Correlation..., 2004)). For other designations see Fig. 2.

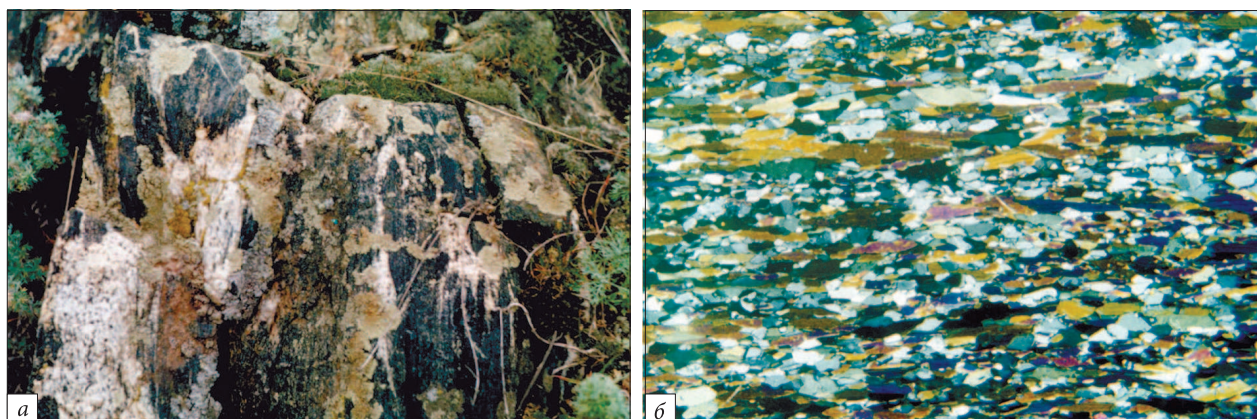
зонтальний та розсіяний поясоподібний в діапазоні нахилу 30—50°.

Із наведеного вище випливає, що геологічний об'єм, який відповідає Осипенківському масиву гранодіоритів, формувався щонайменше в п'ять етапів структурно-речовинних трансформацій кристалічної основи, в РТ-умовах, за яких відбувалася перекристалізація речовини при ротації напрямків дії тектонічних тисків (від становлення структур генерації 1 до генерації 5).

На рис. 5 наведені стереограми полюсів площин смугастості і сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами й осями складок (б) для тіл інших гранітоїдів, які розвинені в межах та поблизу гранодіоритів Осипенківського масиву і сланців ольжинської світи. Найчастіше тіла даних гранітоїдів плитоподібні, згідні із зазначеними сланцями, а також знаходяться під деяким кутом до тіл гранодіоритів (див. рис. 4). Гранітоїди, що розглядаються, переважно білі до світло-бурих, дрібнозернисті, рідко середньо- до крупнозернистих, різною мірою розсланцьовані. За (Ко-

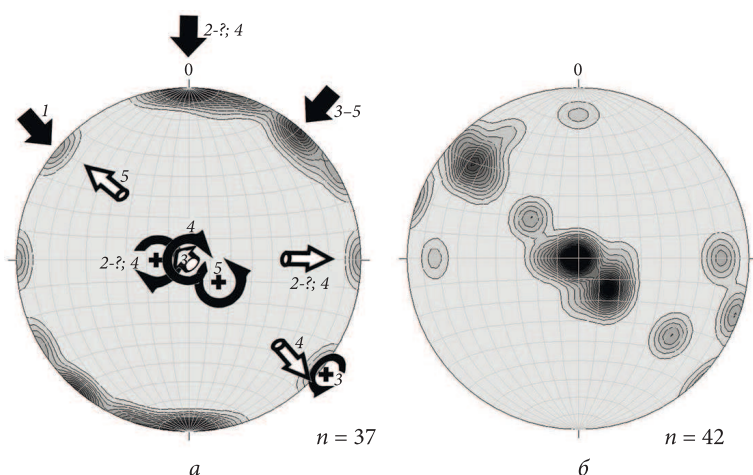
реляційна..., 2004), білі гранітоїди, що межують зі сланцями ольжинської світи, є метаріолітами, метаріодацитами, метадацитами флюїдальними, порфіровими, афіровими та їхніми туфами сурозької світи. Вік метавулканітів кислого складу становить  $(3160 \pm 140)$  млн років (Кореляційна..., 2004). За даними (Державна геологічна карта, 2008), гранітоїди, що розміщені серед метаморфічних порід осипенківської серії, належать до салтичанського комплексу. Граніти, що асоціюють з гранодіоритами Осипенківського масиву, віднесені до январського комплексу (Ісаков, 2009).

На рис. 5 видно, що становлення плитоподібних тіл білих гранітоїдів, які межують зі сланцями ольжинської світи та гранодіоритами Осипенківського масиву, також відбувалося при ротації напрямків дії тектонічних напруг у декілька тектонічних імпульсів. Причому конфігурація полів для площинних елементів та кількість максимумів лінійних елементів є подібною до таких елементів гранодіоритів Осипенківського масиву.



**Рис. 7.** Будова амфіболітів на мезо- (а) та мікрорівнях (б): а — згідне перемежування лінзовидних тіл складу амфіболітів та гранодіоритів по довгій осі (орієнтованій на північний-захід) Осипенківського масиву гранодіоритів (зріз вертикальний, експозиція південно-західна, правий берег р. Берда, по північно-західній околиці с. Осипенко); б – сланцюватість з AzStrike 290 в шліфі амфіболіту, збільшення 25, нік. X (зріз в горизонтальній площині, верхів'я балки Собача)

**Fig. 7.** The structure of amphibolites and granodiorites along the long axis (oriented to the north-west) of the Osypenkivsky massif of granodiorites (vertical cut, south-western exposition, right bank of the Berda River, on the north-western outskirts of the Osypenko v.); б – schistosity with AzStrike 290 in section of amphibolite, magnification 25, nick. X (slice in the horizontal plane, top of Sobacha ravine)



**Рис. 8.** Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення мінеральної лінійності (б) для гнейсів і сланців біотитових Сорокинської зони. Інші позначення див. рис. 2

**Fig. 8.** Stereograms of the poles of the planes of banding and schistosity (a) and dipping of mineral linearity (b) for biotite gneisses and schist's of the Sorokynska zone. For other designations see Fig. 2

На рис. 6 наведені стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами та осями складок (б) для амфіболітів Сорокинської зони. За даними (Кореляційна..., 2004), це складові ольжинської світи. Вони відображені на рис. 4, 7.

Зі стереограми на рис. 6 випливає, що становлення геологічних тіл складу амфіболітів відбувалося за тих же тектонічних умов, що і гранодіоритів Осипенківського масиву та гранітоїдів, які з ними асоціюють. Тобто вони також формувалися в декілька тектонічних імпульсів, що зафіксовано в максимумах міне-

ральної лінійності, при ротації напрямків тектонічних тисків. Показовими є дані розміщення мінеральної лінійності амфіболітів. Конфігурація її полів фактично є трендом міграції в часі і просторі як лінійності, так і напрямків зміщення. Порівняно з гранітоїдами, де така міграція перервна, тут зафіксовано відносно безперервне зміщення мінеральної лінійності.

На рис. 8 наведені стереограми полюсів площин смугастості і сланцюватості (а) та занурення мінеральної лінійності (б) для гнейсів і сланців біотитових (рис. 9, 10), що межують з амфіболітами та гранодіоритами Осипенківського масиву. За даними (Кореля-



**Рис. 9.** Будова глиноземистих гнейсів Сорокинської зони на мезорівні. Площина горизонтальна; правий берег р. Берда, між балками Собаха та Крута

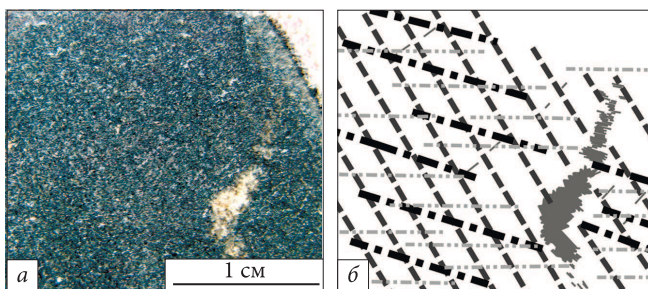
**Fig. 9.** The structure of aluminous gneisses of the Sorokynska zone at the meso-level. The plane is horizontal; right shore of the river Berda, between Sobacha and Kruta ravines

ційна..., 2004), вони віднесені до крутобалківської світи віком ( $3330 \pm 40$ ) млн років. Для гранат-біотитових гнейсів, що містяться серед

амфіболітів ольжинської світи, виділено три різновиди циркону (Геохронологія..., 2005). За одним з цих різновидів вік гнейсів становить ( $3350 \pm 120$ ) млн років.

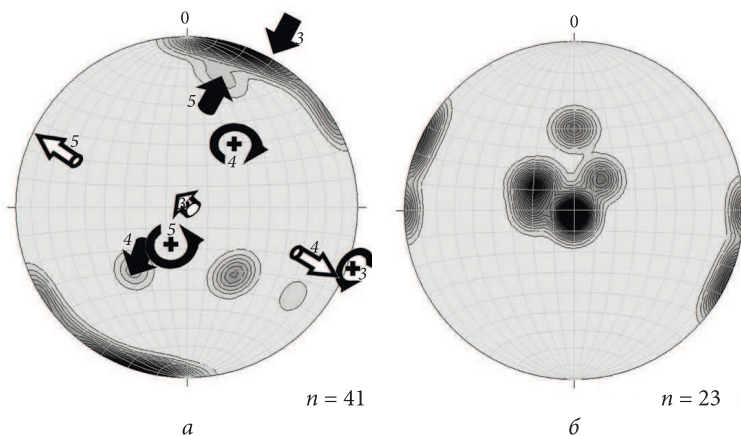
Зі стереограми на рис. 8 випливає, що становлення геологічних тіл складу біотитових гнейсів Сорокинської зони відбувалося подібно до амфіболітів та гранодіоритів — багатоетапно, що зафіксовано в декількох максимумах мінеральної лінійності, при ротації напрямків тектонічних тисків. Конфігурація полів проєкцій мінеральної лінійності за перервністю займає проміжне положення між амфіболітами та гранітоїдами.

На діаграмі орієнтації оптичних осей кварцу з біотитових гнейсів Сорокинської зони за результатами замірів (267) на фєдорівському столику видно таке (Осьмачко, 2004). Проекції оптичних осей кварцу формують горизонтальний максимум та неправильні кругові поля в діапазоні нахилу  $30\text{—}40^\circ$  та  $50\text{—}60^\circ$ . Зазначене свідчить, як і для охарактеризованих вище порід, що досліджувані дислокаційні структури



**Рис. 10.** Будова біотитових гнейсів мікрорівня: *a* — фото, *b* — схематизована зарисовка, де 1—4 структури відповідних генерацій: 1 — релікт, 2 — смугастість сформована головними породоутворювальними мінералами, 3 — сланцюватість створена агрегатами біотиту, 4 — сланцюватість виражена лусками серициту. Зразок орієнтований відносно сторін світу, площина горизонтальна. Лівий берег р. Берда, балка Вовча

**Fig. 10.** The structure of biotite gneisses at the micro-level: *a* — photo, *b* — schematic sketch, where 1—4 structures of the respective generations: 1 — relic, 2 — banding formed by the main rock-forming minerals, 3 — schistosity created by aggregates of biotite, 4 — schistosity expressed by scales of sericite. The sample is oriented relative to the sides of the world, the plane is horizontal. Left bank of the Berda River, Vovcha ravine



**Рис. 11.** Стереограми полюсів площин смугастості й сланцюватості (*a*) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами і осями складок (*b*) для геологічних тіл Сорокинської зони сформованих мінеральними парагенезисами зеленосланцевої фації метаморфізму. Інші позначення див. рис. 2

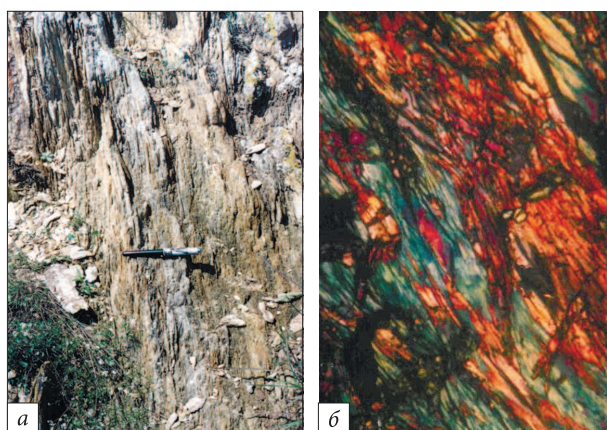
**Fig. 11.** Stereograms of the poles of the planes of banding and schistosity (*a*) and dipping of linearity for mineral aggregates and fold axes (*b*) for geological bodies of the Sorokynska zone formed by mineral paragenesis of the green-schist facies of metamorphism. For other designations see Fig. 2

не є накладеними на кристалічні породи, а структурно-речовинні перетворення відбувалися одночасно на всіх рівнях організації (від мікро- до макро-) геологічного середовища.

На рис. 11 наведені стереограми полюсів площин смугастості і сланцюватості (а) та занурення лінійності за мінеральними агрегатами та осями складок (б) для сланців, що сформовані мінеральними парагенезисами зеленосланцевої фації метаморфізму (рис. 12). Зі стереограми на рис. 11 випливає, що становлення геологічних тіл складу зелених сланців Сорокинської зони відбувалося також у декілька етапів. На відміну від гнейсів, амфіболітів та гранодіоритів, тут не зафіксовано структур генерації 1; генерація 2 — під запитанням; інші — структури генерацій 3—5 — розміщені так, як і у зазначених вище геологічних тілах. Тобто щонайменше на час 2,8 млрд років зеленосланцеві утворення існували і в подальшому розвивалися подібно до всіх охарактеризованих вище геологічних тіл.

Такі дислокаційні структури, як тріщини, катаклаз, дроблення, мілонітизація, нами детально не вивчалися, адже вони не супроводжуються динамометаморфічними змінами порід, а отже, суттєвого впливу на формування зруденінь не мали. Характеристику зазначених дислокаційних утворень можна знайти в роботах (Корчемагин и др., 1999; Дудник и др., 2001; Державна геологічна карта, 2004; Альохін, 2009; Ісаков, 2009 та ін.).

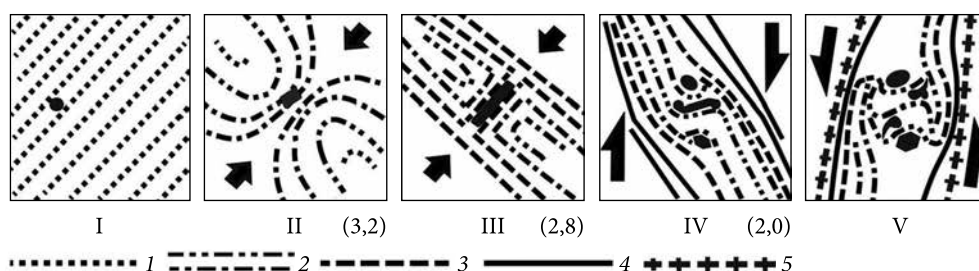
Таким чином, у всіх без винятку породних різновидах геологічних тіл в об'ємі середо-



**Рис. 12.** Будова зелених сланців Сорокинської зони на мезо- (а) та мікрорівнях (б): а – загальний вигляд (зріз близький до вертикального, експозиція південна); б – шліф, збільшення 100, нік. X, з пластинкою

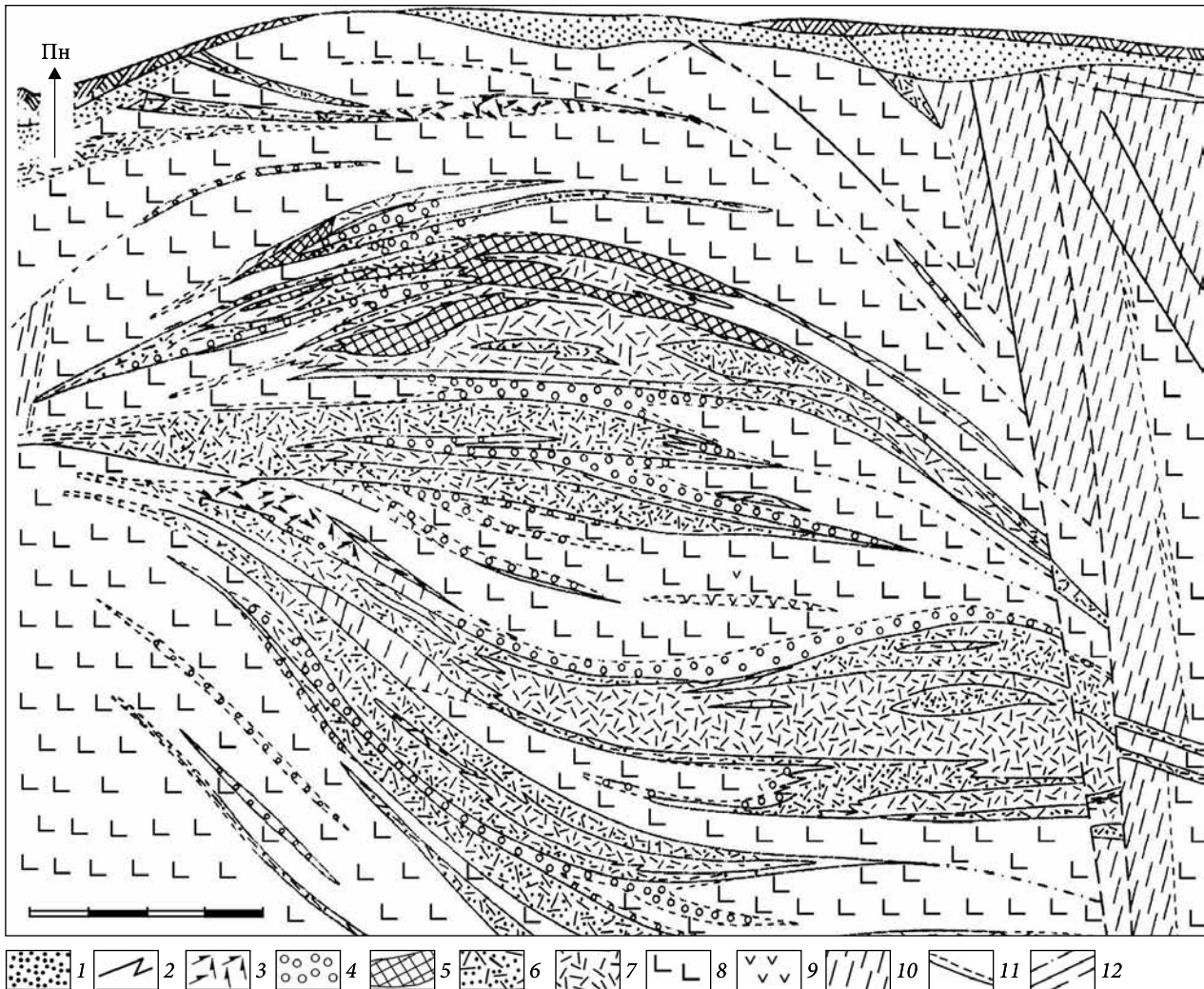
**Fig. 12.** The structure of green shales of the Sorokynska zone at the meso- (a) and micro-levels (b): a – general view (slice close to vertical, southern exposure); b – section, magnification 100, nicols X, with a plate

вища, що відповідає Сорокинській зоні та гранітоїдним масивам, які з нею асоціюють, проявлені однакові структурно-речовинні парагенезиси. Однакові вони за просторовим положенням, кількістю генерацій структурних елементів, РТ-умовами реалізації. Отже, всі досліджувані породні різновиди Сорокинської зони і супутніх гранітоїдів формувалися подібно та поступово, структурно-речовинні трансформації в їх об'ємах відбувалися кооперативно/одночасно, в декілька етапів у суттєво здвигових тектонічних умовах на фоні регресивної зміни РТ-параметрів середовища.



**Рис. 13.** Схематизована поетапна (I—V) модель становлення структурно-речовинного рисунка досліджуваної частини Сорокинської зони. Стрілки — реставровані напрямки прикладення тектонічних сил (в сучасних координатах). 1—5 — генерації площинних структур на відповідні етапи розвитку структурного плану. Сірі тіла (прямокутники, овали і багатокутники) — рудні утворення. 3,2, 2,8, 2,0 — ізотопний вік за даними попередніх дослідників

**Fig. 13.** Schematic stage-by-stage (I—V) model of formation of structural-material pattern of the studied part of Sorokynska zone. Arrows — restored directions of action of tectonic forces (in modern coordinates). 1—5 — generation of planar structures at the appropriate stages of development of the structural plan. Gray bodies (rectangles, ovals and polygons) — ore formations. 3,2, 2,8, 2,0 — isotopic age according to previous studies



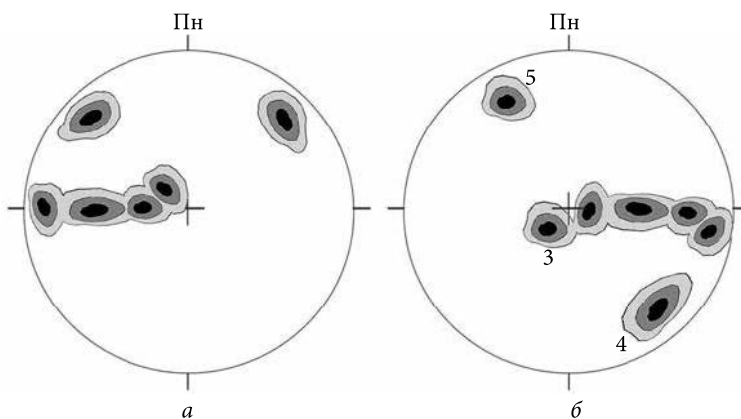
**Рис. 14.** Поздовжній розріз через вузол пегматитів Балка Крута, за (Ісаков Л.В., 2009): 1 — породи осадового чохла; 2 — кварцові жили; 3–4 зони контактних змін: 3 — холмквістизації, 4 — біотит-флогопітових слюдитів і турмалізації; 5–7 — структурно-мінералогічні зони пегматитів: 5 — блокового мікрокліну, 6 — дрібнозерниста альбітова і кварц-альбітова, 7 — кварц-сподуменова і альбіт-сподуменова (з мусковітом); 8 — метаяльтрабазити; 9 — амфіболіти; 10 — слабкометаморфізовані сланці різного складу; 11 — геологічні контури; 12 — розривні порушення

**Fig. 14.** Longitudinal section through the pegmatite node Kruta Balka, according to (Isakov L.V., 2009): 1 — rocks of the sedimentary cover; 2 — quartz veins; 3–4 zones of contact changes: 3 — holmquistiteization, 4 — biotite-phlogopite mica and tourmalization; 5–7 — structural- mineralogical zones of pegmatites: 5 — block microcline, 6 — small-grained albite and quartz-albite, 7 — quartz-spodumene and albite-spodumene (with muscovite); 8 — metaultrabasites; 9 — amphibolites; 10 — weakly metamorphosed shistes of different composition; 11 — geological contours; 12 — rupture violations

Причому такі перетворення відбувалися сумісно в усьому об'ємі фрагменту фундаменту, що досліджувався, — від мікро- до макрорівня його петроструктурної організації. Про останнє свідчить самоподібність структурних форм на всіх рівнях підпорядкованості (див. наведені вище рисунки) для всіх геологічних тіл, що вивчалися. Тобто досліджуваний об'єм крис-

талічних порід є єдиною дислокаційною системою, яка формувалася щонайменше в п'ять етапів структурних і речовинних перетворень кристалічної основи. Нами зроблено спробу реставрувати такі перетворення у вигляді поетапної моделі еволюції структурно-речовинного рисунка фрагменту кристалічної основи, що досліджувалася (рис. 13).

**Рис. 15.** Схематизовані стереограми полюсів площин пегматитових тіл (а) та занурення лінійності за довгими осями цих тіл (б) для пегматитового вузла Балка Крута, за даними (Державна геологічна карта, 2004; Альохін, 2009; Ісаков, 2009). Цифри на стереограмі — інтерпретовані генерації лінійності за аналогією до подібних утворень вмісних гнейсово-сланцевих тіл



**Fig. 15.** Schematic stereograms of the poles of the planes of pegmatite bodies (a) and dipping of linearity for the long axes of these bodies (b) for the pegmatite node Balka Kruta, according to (State Geological Map, 2004; Alekhine, 2009; Isakov, 2009). Numbers on the stereogram — interpreted generations of linearity by analogy to similar formations of hosted gneiss-shistes bodies

### Вузол пегматитів Крута Балка Сорокинської зони як закономірна її складова

В тектонічно активних умовах, які зафіксовані у варіаціях просторового положення та РТ-значеннях речовини досліджуваних структур, рудна речовина не могла бути незадіяною до описаних вище трансформацій докембрійського фундаменту. А рудні тіла в межах зони могли утворюватися лише за тектонічних умов, при яких відбувалося становлення як вмісних порід, так і всієї досліджуваної частини фундаменту. Про це свідчать, наприклад, систематизовані дані для вузла рідкіснометалевих пегматитів Крута Балка та матеріали праць (Державна геологічна карта, 2004; Альохін, 2009; Ісаков, 2009 та ін.). Вони наведені нижче в пунктах 1—7, розпочинаючи від макрорівня петроструктурної організації об'єкта (пункт 1) та закінчуючи мікрорівнем (пункт 7):

1. Сорокинська зона складена плито-, лінзоподібними геологічними тілами розмірами від сантиметрів до декількох кілометрів, які згідно перешаровуються та формують подовжені ланцюжки. Показник *a:c* (відношення довгої осі до короткої) таких тіл варіює в межах 5—10. Їх речовинне наповнення коротко охарактеризовано вище.

2. Вузол пегматитів Балка Крута є каплеподібною гломерою, яка в плані згідна з вмісними лінзо-тілами гнейсово-кристалосланцевого складу, а відтак, Сорокинською зоною в цілому. Стоншений хвіст гломери похило занурюється під кутом близько 20° на південний схід

(Ісаков, 2009). Це збігається із зануренням мінеральної лінійності генерації 4, що спостерігається для всіх досліджуваних породних різновидів Сорокинської зони та гранітоїдів, які з ними асоціюють (рис. 14).

3. Гломера сформована плито-лінзоподібними тілами пегматитів потужностями від десятків сантиметрів до 40 м і більше та довжиною за падінням від 50 до 400 м. Тобто співвідношення *a:c* таких тіл-складових гломери сягає 10. По вертикалі тіла пегматитів утворюють ніби листовий пиріг — до глибини 250 м налічується понад десяток пегматитових тіл.

У горизонтальній площині та вертикальній, поздовжній до простягання Сорокинської зони, такі плито-лінзоподібні тіла пегматитів згідні між собою та вмісними геологічними тілами гнейсово-сланцевого складу (Державна геологічна карта, 2004; Ісаков, 2009); окремі тіла мають північно-східне простягання й круте падіння (Альохін, 2009). Частина цих тіл пегматитів у північному замиканні гломери похило занурюється на північний захід; більша ж частина — у південному її фрагменті — похило занурюється на південний схід та виклинюється в цьому ж напрямку (рис. 14, 15). Тобто окремі тіла пегматитів мають форму, подібну до гломери в цілому, — каплеподібну із зануренням та виклинюванням у південно-східному напрямку.

Перший із зазначених показників занурень відповідає лінійності генерації 5, другий — генерації 4, які описані вище. У вертикальному поперечному розрізі тіла пегматитів падають



**Рис. 16.** Структурно-речовинний малюнок тіл пегматитів та вмісних у вертикальному зрізі (експозиція північно-східна). Геологічні тіла сформовані: 1 — амфіболітами, 2 — біотитовими сланцями, 3 — турмаліном, 4 — апатитом, 5 — мусковітом, 6 — пегматитами крупнозернистими (а) і гігантозернистими (б); 7 — задерновка. Балка Крута, права притока р. Берда. Зарисовка дещо схематизована

**Fig. 16.** Structural-material pattern of pegmatite bodies and host in vertical cut (northeast exposition). Geological bodies are formed by: 1 — amphibolites, 2 — biotite shales, 3 — tourmaline, 4 — apatite, 5 — muscovite, 6 — large-grained pegmatites (a) and giant-grained (b); 7 — soil cover. Kruta ravine, a right tributary of the Berda River. The sketch is somewhat schematic

на схід (кут 20—80°) — південний схід (кут 5—25°) при крутому падінні пластів вмісних геологічних тіл (порід ольжинської світи) на південний захід під кутами 80—85° (Державна геологічна карта, 2004; Ісаков, 2009). Окремі тіла пегматитів (жили) падають на південний захід (Альохін, 2009).

За даними С.В. Горяїнова зі співавторами (Метаморфические..., 2009), південно-східне занурення пегматитових тіл відповідає утворенням ладжинського метаморфічного та джулинського мігматитового комплексів, які формувалися близько 2 млрд років тому; північно-західне занурення геологічних тіл — чаусівському меланжу віком приблизно 1,8 млрд років.

4. Пегматити речовинно зональні як по простяганню і за падінням, так і внутрішньо. Зони паралельні між собою та обмеження пегматитових тіл.

По вертикалі чергування пегматитових зон таке (знизу вгору): суттєво мікроклінові; кварц-альбітові і сподумен-кварц-альбітові; кварц-альбітові, кварц-мікроклін-альбітові. Зональність по простяганню — з північного заходу на південний схід (тобто в напрямку занурення і

виклинювання тіл, але на одному ерозійному зрізі) така: суттєво мікроклінові; кварц-альбітові і сподумен-кварц-альбітові. Серед них рудними є кварц-альбітові, альбітові та альбіт-мікроклін-сподуменові пегматити (Альохін, 2009).

Внутрішні структурно-речовинні зони кварц-альбітових тіл від зальбандів до центра такі: апографічна, кварц-альбіт-мікроклінова, цукроподібного альбіту, клевеландиту, лускуватого мусковіту, блокового мікрокліну і блокового кварцу (Ісаков, 2009).

Внутрішні структурно-речовинні зони кварц-альбітових тіл зі сподуменом такі: дрібнозерниста кварц-альбітова, кварц-альбіт-сподуменова і кварц-сподуменова, блокового мікрокліну і блокового кварцу, спорадично мусковітова, кварц-мусковітова та цукроподібного альбіту.

Кварц-альбіт-сподуменова зона зазвичай наявна в центральних частинах пегматитових тіл і займає 20-60 % їх об'єму; дрібнозерниста кварц-альбітова зона становить близько 24 % об'єму пегматитів; інші зони — менше 10 % (Ісаков, 2009).

Концентрація рідкісних металів у пегматитових тілах зростає за їх падінням (Державна геологічна карта, 2004). За даними (Ісаков, 2009), з наближенням до рідкіснометалевих тіл пегматитів збільшуються кількість апографічних структур та суттєве збагачення їх рідкісними металами.

Коротко окреслена будова пегматитових та вмісних тіл (пункти 1—4) є свідченням їх становлення під дією неодноразових здвигових трансформацій, що спричиняють взаємоузгодженість різноманітних за складом тіл та перерозподіл і перевідкладення рудної речовини в обрамленнях таких тіл (Слензак, 1984; Родыгин, 1991).

5. На рівні відслонення смугастість та сланцюватість пегматитів і вмісних гнейсово-кристалосланцевих пачок взаємоузгоджена як між собою, так і з морфологією даних геологічних тіл (рис. 6, 8, 16). Це свідчить про взаємопов'язане формування тіл пегматитів та вмісних геологічних тіл гнейсово-кристалосланцевого складу. Смугастість обумовлена варіаціями мінерального складу і зміною розмірностей мінеральних зерен; потужності таких смуг коливаються від декількох сантиметрів до де-



кількох десятків сантиметрів. Сланцюватість зумовлена односистемними подовженістю і розміщенням мінералів та їх лінзоподібних агрегатів. У площинах сланцюватості агрегати апатиту, мусковіту та інших мінералів мають  $\sigma$ -подібні форми. Тобто речовинна і структурні неоднорідності є єдиним цілим і відтворюють рисунок, який може бути створеним за умов здвигу/ротації.

Смуґастість і сланцюватість та їх тотальна взаємоузгодженість є виразом процесу здвигу/розтягування на мезо- та мікрорівнях організації об'єкта. На цих рівнях він реалізується внаслідок синдеформаційної (компенсаційної) перекристалізації (дифузійний перерозподіл речовини) в напрямку відносно понижених деформаційних тисків (Слензак, 1984; Родыгин, 1991; Паталаха и др., 1995).

За даними (Ісаков, 2009), пегматити мусковітової формації утворюються за умов високого стресового тиску у вузькому діапазоні РТ-умов квант-силіманіт-мусковітової субфації та мало залежать від глибини їх формування. Облямівки ослюдіння потужностями до 30 см вмісних ультраосновних порід і сланців за вмістом рідкісних лугів є потенційною рудною сировиною на Li, Rb, Cs (Альохін, 2009).

6. Ступінь метаморфізму метаморфогенних утворень Сорокинської зони відома від гранулітової до зеленосланцевої фації метаморфізму (Кравченко и др., 1985; Кореляційна..., 2004; Державна геологічна карта, 2004; Ісаков, 2009). Так як мінеральні асоціації, за якими визначалися РТ-умови, формують дислокаційні структури — лінійність, сланцюватість, смуґастість та ін., то встановлені значення тисків і температур є параметрами дислокаційних перетворень.

7. Для геологічних тіл Сорокинської структури є декілька груп датувань в таких межах: 3,3 млрд років (гранат-біотитові гнейси, метаконгломерати); 3,1 млрд років (метавулканіти кислого складу); 2,8 млрд років (гранодіорити Осипенківського масиву) (Кореляційна..., 2004; Геохронологія..., 2005); 2,6 млрд років (жильний апліт) (Геохронологія..., 2005); 2,8—2,0 млрд років (пегматити) (Ісаков, 2009). Зазначені типи порід та інші містять декілька генерацій (різновидів) акцесорних і породотворних мінералів, мінерали часто зональні (Геохронологія..., 2005). Певні різновиди по-

родотворних і акцесорних мінералів (що є кінцевими продуктами відповідних РТ-умов і симетрії геологічного середовища) утворюють досліджувані лінійність, смуґастість та інші структури, які закономірно просторово розміщені (відповідно до законів механіки деформування). Тому такі мінеральні агрегати, їх неоднорідна будова є результатом тектонометаморфогенних процесів і відображають РТ-умови та вікові моменти прояву цих процесів.

## Обговорення результатів

Як показано вище, всі досліджувані кристалічні породи Сорокинської структури мають ознаки декількоетапних синтектонічних утворень, сформованих за високих РТ-значень. При цьому такі ознаки проявляються аналогічно для всіх досліджуваних різновидів геологічних тіл. Тобто їх становлення відбувалося подібно, сумісно (кооперативно) в декілька етапів структурно-речовинних трансформацій кристалічної основи; а отже, зазначені вище генерації мінералів та датування віку за ними мають бути тією чи іншою мірою виявленими в усіх різновидах порід, що досліджувалися. На підставі даних, наведених вище на стереограмах, однозначність датувань віку, що прив'язана до певного петрографічного різновиду, пов'язана з тим, що для того чи іншого петротипу тектонічні трансформації в кожен з етапів проявились з різною інтенсивністю. Зокрема, для безпосередньо наведених вище даних віку метаконгломератів (3,3 млрд років), метавулканітів кислого складу (3,1 млрд років), гранодіоритів Осипенківського масиву (2,8 млрд років), пегматитів (2,8—2,0 млрд років) зазначене інтерпретується так. Метаконгломерати структурно-речовинними перетвореннями віку молодше 3,3 млрд років досить слабо задіяні (порівняно з іншими породами), але ознаки їх існують у вигляді накладених на текстурний рисунок конгломератів смуґастості та мінеральної лінійності щонайменше трьох генерацій (див. рис. 8, 9). Отже, метаконгломерати є найкраще збереженими геологічними тілами порівняно з іншими. Подібна ситуація і з метавулканітами кислого складу (див. рис. 5). Датування віку в 2,8 млрд років для гранодіоритів Осипенківського масиву відповідає, за нашими даними, третьому етапу тектономе-

таморфогенних перетворень досліджуваної частини фундаменту. Їх результат, як показано вище, виражається в досить інтенсивній, але нерівномірно розвиненій по площі сланцюватості північно-західного простягання з субвертикальною мінеральною лінійністю за біотитом. У той же час у межах фрагментів масиву, де сланцюватість слабо виражена, спостерігається смугастість північно-східного простягання та включення складу гнейсів, що розміщені субширотно. А отже, ці утворення є древнішими за 2,8 млрд років. Також у площинах сланцюватості розвинена накладена похила на південний схід та північний захід мінеральна лінійність за мусковітом, кварцем та калієвим польовим шпатом. Таку лінійність прив'язано нами (опираючись на дані С.В. Горайнова (Метаморфические..., 2009)) до часових міток в 2,0 та 1,8 млрд років тому. Дані про вік пегматитів у діапазоні 2,8—2,0 млрд років свідчать, що їх становлення також було тривале в часі, а похиле занурення пегматитових тіл на південний схід та північний захід відповідає структурам, які сформувалися в часові мітки 2,0 та 1,8 млрд років, відповідно. Це четвертий і п'ятий етапи розвитку досліджуваної території.

Також тут маємо визнати, що дислокаційні етапи та структури, під час них сформовані, нами раніше теж виділялися (Лукієнко, Осьмачко, 2001, 2004) відповідно до домінуючої генерації структур і РТ-значень за породотворними мінералами. При цьому співвідносили їх з подібними метаморфогенними структурами в межах західного крила Мангуського синкліорія.

Отже, геологічні тіла різного складу, що відтворюють лацюжкоподібний, лускатий структурно-речовинний рисунок Сорокинської тектонічної зони, сформовані метаморфогенними мезо- та мікроструктурами (смугастістю, сланцюватістю, мінеральною лінійністю) п'яти генерацій. Останні утворені декількома мінеральними генераціями від гранулітової фації метаморфізму до зеленосланцевої, за якими датовано ізотопний вік у діапазоні від 3,3 до 2,0 млрд років. З огляду на те, що досліджувані структури сформовані метаморфогенними мінералами та їх агрегатами, датування віку, визначені ізотопними методами, вважаємо такими, що відповідають моментам прояву тектонічних трансформацій в такі ча-

сові мітки: 3,3—3,1 млрд років тому — другий етап вказаних трансформацій, 2,8 — третій, 2,0 — четвертий, 1,8 — п'ятий. Окрім метаморфогенних структур, на досліджуваній території розвинуті також структури, що не супроводжуються динамометаморфічними змінами. Це крихкі шпарини, зонки дроблення й мілінітизації порід, площини і штрихи ковзання та ін. За даними попередників, таких утворень відомо до шести генерацій.

Досліджувані тіла пегматитів (вузол Балка Крута) зібрані в каплеподібну гломеру, яка в плані та поздовжньому розрізі згідна з вміснимілінозоподібнимі тілами гнейсово-сланцевого складу. Більшість тіл пегматитів, як і меншість вмісних геологічних тіл, падають на схід—південний схід. І навпаки, меншість тіл пегматитів, як і більшість вмісних тіл гнейсово-сланцевого складу, падають на захід—південний захід. Окремі тіла пегматитів, як і окремі тіла вмісних, мають північно-східне простягання і круте падіння. Більша частина пегматитових тіл гломери похило занурюється на південний схід, як і лінійність генерації 4 вмісних тіл гнейсово-сланцевого складу; частина тіл пегматитів занурюється на північний захід подібно лінійності генерації 5 у вмісних геологічних тілах. Це дислокаційні утворення, сформовані на час приблизно 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 гнейсово-сланцевого складу. Серед різноманіття пегматитів рудними є кварц-альбітові, альбітові та альбіт-мікроклін-сподуменові пегматити. Концентрація рідкісних металів у пегматитових тілах збільшується за їх падінням.

Наведені вище дані свідчать, що речовинна зональність узгоджується зі структурною або з 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. Це формування структурно-речовинної неоднорідності відбувалося поетапно та в усьому об'ємі Сорокинської зони всеосяжно, що і призвело до високого ступеня впорядкування. Тому досліджувана зона є ієрархічною

високовпорядкованою (досконалою) дислокаційною структурою. Таку досконалу будову досліджуваного об'єкта не можуть утворити 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 утворилася разом зі становленням усієї зони (в декілька етапів) і відповідає фрагменту зони найбільш структурно трансформованому і речовинно диференційованому. Про зазначене свідчать незначна частка геологічних тіл, сформованих до третього етапу трансформації фундаменту, та дуже велика частка таких тіл, утворених на четвертому етапі перетворень фундаменту, а також різко відмінне їх речовинне наповнення (відносно вмісних). Останнє, за даними попередників, є результатом високого ступеня диференціації та зрілості такої ділянки фундаменту.

Із систематизованих вище даних випливає таке. 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 внаслідок вилучення рудної речовини з кристалічної основи, її трансформування разом із компонентами вмісних порід, переміщення та набуття речовинно-просторових форм відповідних РТ- і кінематичних умов, спричинених тектонічними імпульсами.

## Висновки

Становлення структурно-речовинного плану ділянки зчленування Західноприазовської антикліноної та Центральноприазовської синкліноної зон відбувалося в декілька етапів тектонометаморфогенних трансформацій кристалічної основи за суттєво здвигових зміщеннях при змінах напрямків тектонічних напру-

та РТ-умов прояву. Виділено сім таких етапів. Структурно-речовинні перетворення фундаменту перших п'яти етапів реалізувались в діапазоні РТ-умов від гранулітової до епідотамфіболітової — зеленосланцевої фації метаморфізму. З кожним таким етапом формувались структурно-речовинні новоутворення, які, накладаючись одні на інші, утворили гібридну будову кристалічного фундаменту. Найбільш тотально проявились структурні і речовинні трансформації четвертого та п'ятого із виділених етапів з формуванням пегматитових тіл. Перетворення більш пізніх етапів відбувались переважно в холодних умовах та суттєво не змінили вже сформовану в кінці докембрію тектонометаморфогенну споруду, а лише підсилили її структурну та речовинну неоднорідність. Як результат зазначених структурно-речовинних трансформацій Сорокинська тектонічна зона Приазовського мегаблоку є ієрархічною, самоподібною на всіх рівнях організації, високоузгодженою дислокаційною структурою.

Гломера пегматитів Балка Крута Сорокинської зони є її закономірною складовою, яка утворилася разом зі становленням усієї зони. Тому рідкіснометалева мінералізація є тектонометаморфогенним утворенням і займає ділянки в межах зони, які є найбільш структурно і речовинно диференційованими. Отже, все наповнення Сорокинської зони разом з гломерою пегматитів є єдиною тектоногеохімічною системою, що утворилася щонайменше в сім етапів структурно-речовинних трансформацій досліджуваної частини кристалічного фундаменту.

Побудована схематизована модель багатоступінчастого становлення докембрійського структурно-речовинного рисунка центральної частини Приазовського мегаблоку та відображені структурні позиції рудних тіл на цьому рисунку.

В рамках майбутніх подібних досліджень, для глибшої їх доказовості, бажано робити мікрозондові аналізи мінералів кожної з генерацій метаморфогенних структур. Це дасть змогу простежити взаємопов'язаність еволюції речовини зі становленням її структурних форм.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Альо́хін В.І. Еволюція структур і рудоносність розломних зон Приазовського блоку Українського щита: дис. ... д-ра геол. наук / Київський національний університет імені Тараса Шевченка. Київ, 2009. 322 с.
- Геохронологія раннього докембрія Українського щита (архей). Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пonomarenko A.N. Киев: Наук. думка, 2005. 241 с.
- Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. Москва: Геокарт, 2001. 315 с.
- Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Центральнoукраїнська серія, аркуш L-37-VII (Бердянськ). Пояснювальна записка. Бородиня Б.В., Князькова І.Л., Єсипчук К.Ю., Глеваський Є.Б., Чубар Ж.В., Іваненко Т.Я. Київ, 2004. 138 с.
- Дудник В.А., Корчемагин В.А., Панов Б.С. Особенности внутренней структуры Сорокинской тектонической зоны (Западное Приазовье). *Наук. пр. ДонДГУ. Сер. гірн.-геол.* 2001. Вип. 23. С. 53—57.
- Иванушко А.С. Особенности складчатой структуры нижнего докембрия Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1980. 150 с.
- Ісаков Л.В. Геолого-структурні закономірності формування полів гранітних пегматитів Східноукраїнської пегматитової області: дис. ... д-ра геол. наук / Львівський національний університет імені Івана Франка. Львів, 2009. 362 с.
- Кічурчак В.М., Пігулевський П.Г. Геолого-формаційна карта південно-східної частини Українського щита. М 1:500 000. М-во охорони навколишнього природного середовища України, ДГП «Укргеофізика», ДГЕ «Дніпрогеофізика». Київ, 2003.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Київ: УкрДГРІ, 2004.
- Корчемагин В.А., Павлов И.О., Дудник В.А. Структурно-тектоническая характеристика золоторудного оруденения на участке Андреевский (Сорокинская зона, Приазовье). *Сб. науч. тр. НГА Украины. Геология полезных ископаемых.* 1999. Т. 2, № 6. С. 153—157.
- Кравченко Г.Л., Сахацкий И.И., Русаков Н.Ф. Новые данные о проявлении золота в Сорокинской тектонической зоне (Приазовье). *Геол. журн.* 1985. Т. 45, № 5 (218). С. 127—131.
- Лукієнко О.І., Кравченко Д.В., Сухорада А.В. Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2008. 280 с.
- Лукієнко О.І., Осьмачко Л.С. Дислокаційна тектоніка Сурозького золоторудного родовища з позицій тектонофаціального аналізу. *Вісн. Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Сер. Геологія.* 2001. № 20. С. 5—8.
- Металогенічна карта України. М-6 1:100 000. Гол. ред. Д.С. Гурський, автори: В.А. Колосовська, В.Я. Великанов, А.С. Войновський, А.П. Волик, Л.О. Демехін. Київ: Держгеолслужба України, 2002. 6 л.
- Метаморфические и метасоматические комплексы Приазовья и Южного Донбасса. Горяинов С.В., Коренев В.В., Аксенов С.В., Алтухов А.С., Воробьев С.В., Исаева Е.П. Харьков: Экограф, 2009. 303 с.
- Осьмачко Л.С., Таранюк О.П. Осипенківський гранодіоритовий масив як вторинно-дислокаційна структура. *Вісн. Київ. нац. ун-ту імені Тараса Шевченка. Сер. Геологія.* 2002. № 21—22. С. 86—88.
- Осьмачко Л.С. Типи, умови та етапи формування дислокаційної тектоніки Сорокинської зони та її обрамлення (із позицій тектонофаціального аналізу): дис. ... канд. геол. наук / Інститут геологічних наук НАН України. Київ, 2004. 189 с.
- Осьмачко Л.С. Структурно-петрографические признаки синсдвиговых преобразований кристаллических комплексов Восточного Приазовья. *Геолог України.* 2011. № 3—4. С. 119—124.
- Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1991. 99 с.
- Слензак О.И. Локальные структуры зон напряжений докембрия. Киев: Наук. думка, 1984. 102 с.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000 та пояснювальна записка. М-во охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба. Круглов С.С., Арсірій Ю.О., Великанов В.Я. Київ: УкрДГРІ, 2007.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Феникс, 1995. 159 с.

Надійшла до редакції 09.08.20  
Надійшла у ревізованій формі 27.10.20  
Прийнята 29.11.20

## REFERENCES

- Alekhine V.I. (2009). Evolution of structures and ore-content of fault zones of the Azov block of the Ukrainian shield. (Extended abstract of Doctor Thesis). Taras Shevchenko Kyiv National University, Kyiv, Ukraine (in Ukrainian).
- Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield (Archaean), 2005. Shcherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., 2001. Self-organization of mineral systems. Moscow: Geokart (in Russian).

- Dudnik V.A., Korchemagin V.A., Panov B.S., 2001. Features of the internal structure of the Sorokin tectonic zone (Western Azov region). *Naukovi pratsi DonDTU. Seriya girnycho-geologichna*, iss. 23, pp. 53—57 (in Russian).
- Ivanushko A.S., 1980. Features of the folded structure of the Lower Precambrian of the Ukrainian shield. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Isakov, L.V. (2009). Geological and structural regularities of formation of fields of granite pegmatites of the East Ukrainian pegmatite area. (Extended abstract of Doctor thesis). Ivan Franko Lviv National University, Lviv, Ukraine (in Ukrainian).
- Kichurchak V.M., Pigulevsky P.G., 2003. Geological-formation map of the south-eastern part of the USH. M 1: 500 000. Ministry of Environmental Protection of Ukraine, DGP “UkrGeophysics”, DGE “DniproGeophysics”. Kyiv (in Ukrainian).
- Correlation chronostratigraphic scheme of the early Precambrian of the Ukrainian Shield, 2004. Yesypchuk K.Yu., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M., Shcherbak M.P., Glevaskiy E.B., Skobelev V.M., Drannik A.S., Geychenko M.V. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Korchemagin V.A., Pavlov I.O., Dudnik V.A., 1999. Structural-tectonophysical characteristics of gold ore mineralization in the Andreevsky area (Sorokinskaya zone, Priazovye). *Sbornik nauchnykh trudov NGA Ukrainy. Geologiya poleznykh iskopayemykh*, vol. 2, No. 6, pp. 153—157 (in Russian).
- Kravchenko G.L., Sakhatsky I.I., Rusakov N.F., 1985. New data on the manifestation of gold in the Sorokin tectonic zone (Azov region). *Geologicheskyy Zhurnal*, vol. 45, No. 5 (218), pp. 127—131 (in Russian).
- Lukienko O.I., Kravchenko D.V., Sukhorada A.V., 2008. Dislocation tectonics and tectonofacies of the Precambrian of the Ukrainian Shield. Kyiv: VPC “Kyiv University” (in Ukrainian).
- Lukienko O.I., Osmachko L.S., 2001. Dislocation tectonics of the Surozh gold ore deposit from the standpoint of tectonofacial analysis. *Visnyk Kyivskoho Natsionalnoho Universitetu imeni Tarasa Shtvchenka. Seriya Geologiya*, No. 20, pp. 5—8 (in Ukrainian).
- Metallogenic map of Ukraine, 2002. M 1:1 000 000. Ed. D.S. Gursky, authors: Kolosovska V.A., Velikanov V.Ya., Voinovskiy A.S., Volik A.P., Demekhin L.O. Kyiv: State Geological Survey of Ukraine (in Ukrainian).
- Metamorphic and metasomatic complexes of the Azov and Southern Donbass, 2009. Goryainov S.V., Korenev V.V., Aksenov S.V., Altykhov A.S., Vorobyev S.V., Isayeva E.P. Kharkiv: Ecograph (in Russian).
- Osmachko L.S., Taranyuk O.P., 2002. Osipenko granodiorite massif as a secondary dislocation structure. *Visnyk Kyivskoho Natsionalnoho Universitetu imeni Tarasa Shevchenka. Seriya Geologiya*, No. 21—22, pp. 86—88 (in Ukrainian).
- Osmachko, L.S. (2004). Types, conditions and stages of formation of dislocation tectonics of the Sorokin zone and its framing (from the standpoint of tectonofacial analysis). (Extended abstract of Doctor thesis). Institute of Geological Sciences, Natl. Academy of Sciences, Kyiv, Ukraine (in Ukrainian).
- Osmachko L.S., 2011. Structural and petrographic features of synshear transformations of crystalline complexes of the Eastern Azov region. *Geolog Ukrainy*, No. 3—4, pp. 119—124 (in Russian).
- Patalaha E.I., Lukienko A.I., Gonchar V.V., 1995. Tectonic flows as a basis for understanding geological structures. Kiev: Feniks (in Russian).
- Rodygin A.I., 1991. Signs of the direction of displacement during shear deformation. Tomsk: Izdatelstvo Tomskogo Universiteta (in Russian).
- Slenzak O.I., 1984. Local structures of Precambrian stress zones. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- State geological map of Ukraine, 2004 (2008). Scale 1:200 000. Central-Ukrainian series map sheet L-37-VII (Berdyansk). Explanatory notes. Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, State geological Survey, State Enterprise «Pivdenukrgeologia» et al. Borodynya B.V., Knyazkova I.L., Esypchuk K.Yu., Glevaskiy E.B., Chubar Zh.V., Ivanenko T.Ya. Kyiv
- Tectonic map of Ukraine, 2007. Scale 1:1 000 000 and explanatory note. Ministry of Environmental Protection of Ukraine, State Geological Survey. Kruglov S.S., Arsiryi Y.O., Velikanov V.Y. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).

Received 09.08.20

Received in revised form 27.10.20

Accepted 29.11.20

L.S. Osmachko

SE “Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine”, Kyiv, Ukraine,

E-mail: osml@ukr.net

ON THE CONGRUENCE OF THE FORMATION OF METAMORPHOGENIC COMPLEXES  
OF THE SOROKYNSKA ZONE, GRANODIORITES OF THE OSPYENKIVSKY MASSIF  
AND THE PEGMATITE NODE OF BALKA KRUTA (AZOV MEGABLOCK OF THE UKRAINIAN SHIELD)

Detailed geological-structural studies of the crystalline basement at the boundary of the West Azov anticlinorium and Central Azov synclinorium zones have been carried out, in particular, within the Sorokynska fault zone and the Ospyenkivsky massif of granodiorites. It is established that this part of the foundation is a hierarchical, self-similar and

highly-coordinated dislocation structure, formed as a result of multi-stage petro-structural transformations. The author directly identified eight generations of dislocation structures, which are indicators of eight stages of structural and material transformations of the studied part of the crystalline basement. Dislocation structures (structural-material neoformations) of the first five generations are formed by mineral paragenesis, which correspond to P-T conditions from granulite to epidote-amphibolite – green-shale facies of metamorphism. The structural and material neoformations of the fourth and fifth of the defined generations are most intensively developed, being coordinated with the pegmatite bodies. The dislocation structures of the younger generations are mostly formed by the products of fragile destruction, i.e. they are formed under cold conditions and only reinforce the previously formed structural and material inhomogeneity.

Data on the structure of the Kruta Balka pegmatite node are systematized according to the principle of hierarchy of geological formations. It is shown that this object is a natural highly-ordered component of the Sorokynska zone, which can only be a consequence of its formation due to the involvement of the entire volume of this zone in multi-stage dislocation transformations. That is, the formation of ore-bearing bodies of the studied zone occurred synchronously with the containing non-metallic geological bodies, in similar geological-dynamic conditions — in several stages of structural/material transformations of the Precambrian basement under shear/rotation deformations. Therefore, the rare-metal mineralization of the studied pegmatite node occupies areas within the zone that are the most structurally and materially differentiated and can be attributed to the type of tectonic-metamorphogenic formations. These facts show that all the filling of the Sorokynska zone together with the glomerum of pegmatites is the united tectonic-geochemical system, which was created at least in seven stages of structural-material transformations of the studied part of the crystalline basement.

A schematic model of the multistage formation of the Precambrian structural-material pattern of the central part of the Azov megablock is proposed and the structural positions of ore bodies in this pattern are outlined.

**Keywords:** Sorokynska zone; generation of structures; glomerum of Balka Kruta pegmatites; model of formation, coherence; self-similarity; tectonic-geochemical system.