

Б. О. Занкевич, І. І. Михальченко, Н. В. Шафранська

СТРУКТУРНА ПОЗИЦІЯ МЕТАСОМАТИТІВ І ДАЙОК НОВОУКРАЇНСЬКОГО ГРАНИТОЇДНОГО МАСИВУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано акад. НАН України Є. Ф. Шнюковим)

Выявлены латеральные особенности разломной тектоники Новоукраинского гранитоидного массива и его обрамления. Определена структурно-тектоническая позиция метасоматитов и даек Новоукраинского массива по совокупности структурно-геологических данных.

Lateral features of fault tectonics of the Novoukrainka Granitoid Massif and its frame are revealed. Structural-tectonic position of metasomatites and dykes of the Novoukrainka Massif by summary of structural-geological mains.

Вступ

Територія досліджень охоплює Новоукраїнський гранітоїдний масив та його найближче обрамлення і розташовується в центральній частині Інгульського мегаблока Українського щита (УЩ).

В статті йдеться про розломну тектоніку докембрійського фундаменту (окремі розломи, розломні зони, системи розломів району), позицію дайок, тіл і зон метасоматитів, зокрема ураноносних, щодо розломів. Історична сукупність розломів і згаданих (суб)лінійних геологічних тіл району (точніше, їх картографічних зображень) є об'єктом структурно-парагенетичного аналізу. Предмет аналізу — це азимутальне орієнтування розломів і геологічних тіл; мінералогічний склад і текстури порід, їх абсолютний і відносний вік, геологічні розрізи є додатковими даними. Вони враховуються на заключній стадії інтерпретації розломної тектоніки для комплексного обґрунтування висновків. Мета статті — дослідження за сукупністю даних вірогідних тектонічних механізмів формування й активізації розломної сітки/мережі району та просторово-генетичних зв'язків з нею продуктивних зон, зокрема ураноносних метасоматитів. У статті наведено новітні матеріали і продовжується обґрунтування на більш детальному рівні важливої ролі здвигової компоненти розломно-блокової тектоніки як структурно-тектонічного фактора, зокрема ураноносності [2, 3 та ін.].

Геологічна характеристика

Земна кора досліджуваної території має типове для УЩ двоповерхову тектонічну будову. Нижній поверх — архей-протерозойські структурні яруси, які складені метаморфічними, ультраметаморфічними та інтрузивними породами кристалічного фундаменту. Верхній поверх представлений кайнозойськими породами чохла. Серед кристалічного фундаменту є утворення від порід дністровсько-бузької серії віком понад 3400 млн років до субвулканічних порід (рівненськіт) — 289—260 млн років [1, 4, 10].

Субмеридіональна осьова зона Інгульського мегаблока, в цілому, представлена складним багатофазним поліхронним Корсунь-Новомиргородсько-Новоукраїнським плутоном, який тягнеться до трансрегіонального мантіяного шва Херсон—Смоленськ (Х—С) [8]. Новоукраїнський масив знаходиться в зоні перетину трансрегіонального мантіяного меридіонального шва Х—С з широтною Центрально-Українською лінеаментною зоною. Крім цих, найбільших зон тут є численні розломні порушення, які різні за рангом і напрямками. Під центральною частиною Новоукраїнського масиву — скид в поверхні Мохо, з перепадом глибин 3—5 км, утворює овальний "мантіяний прогин", широтна вісь якого збігається з Центрально-Українською лінеаментною зоною. До неї відносять Суботсько-Мошоринську і Любоіванівську зони розломів (рис. 1); остання є західним продовженням Девладівсько-Бутівської зони.

З заходу на схід в районі виділяються такі структурні елементи: Братський синклі-

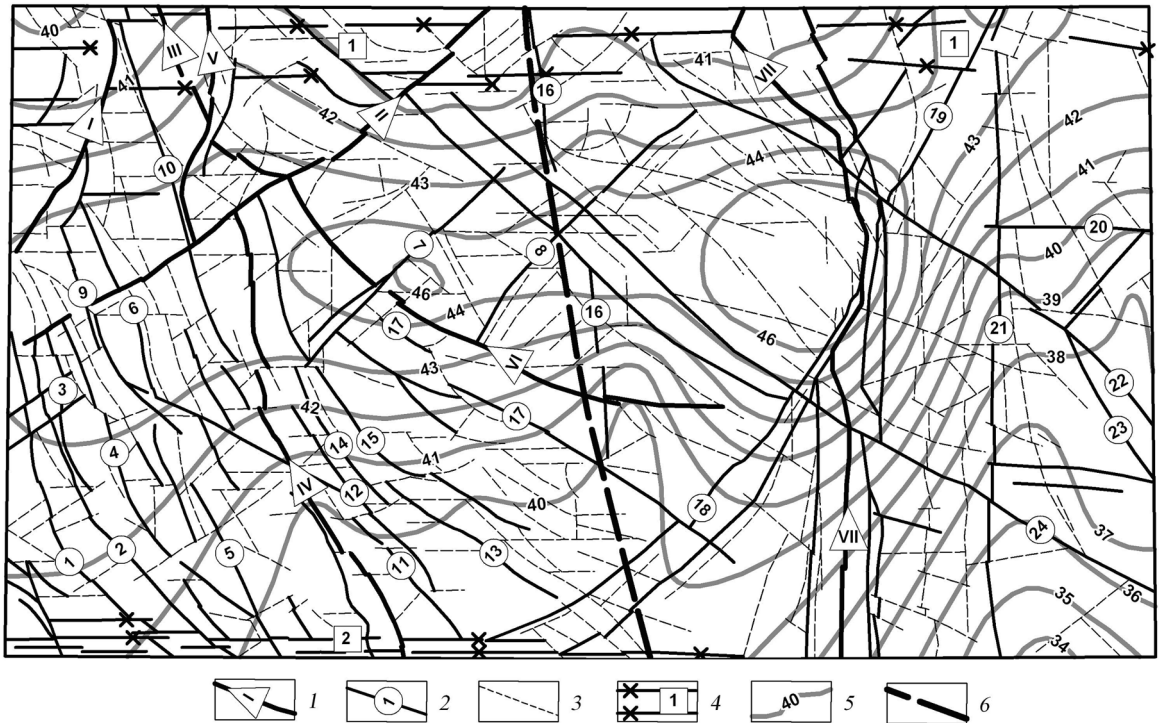


Рис. 1. Тектонічні розломи фундаменту в районі досліджень і структура поверхні Мохо в ізогіпсах (км), за даними робіт [8, 10].

1 — глибинні розломи: I — Марківський, II — Глодоський, III — Новопавлівський, IV — Помічнлянський, V — Звенигородський, VI — Воронівський, VII — Кіровоградський; 2 — основні розломи: 1 — Лозуватський, 2 — Станкуватський, 3 — Маловільшанський, 4 — Новогригорівський, 5 — Михайлово-Жуківський, 6 — Добровеличківський, 7 — Адабаський, 8 — Оленокосогірський, 9 — Новолутівський, 10 — Олександрозавадівський, 11 — Ганнівський, 12 — Єлизаветський, 13 — Вільно-Лукський, 14 — Якимівський, 15 — Кропивницький, 16 — Новомиргородський, 17 — Рівнянський, 18 — Софіївсько-Компаніївський, 19 — Мар'янівський, 20 — Верблюзький, 21 — Інгуло-Кам'янський, 22 — Першотравневий, 23 — Лелеківський, 24 — Центральний; 3 — другорядні розломи; 4 — розломні зони: 1 — Суботсько-Мошоринська, 2 — Любованівська; 5 — ізогіпси Мохо (км); 6 — осьова лінія мантийного шву Херсон—Смоленськ (X—C)

норій, Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття, Інгульський синклінорій. Корсунь-Новоукраїнське склепінно-брилове підняття межує з Братським синклінорієм по Звенигородсько-Ганнівській зоні розломів (Новопавлівському та Помічнлянському глибинним розломам) [10], з Інгульським синклінорієм — по Кіровоградському глибинному розлому.

Домінуючим утворенням всієї території є Новоукраїнський складний гранітоїдний масив, представлений породами новоукраїнського комплексу палеопротерозою. На півночі Новоукраїнський масив межує з Корсунь-Новомиргородським інтрузивним масивом (контакт їх, ймовірно, схиляється на південь). Вік порід корсунь-новомиргородського інтрузивного комплексу — 1750 млн років (Кореляційна хроностратиг-

рафічна схема докембрію Українського щита, 2004 р.). В зоні Глодоського глибинного розлому Новоукраїнський масив контактує з ультраметаморфічними гранітоїдами кіровоградського комплексу. Останні утворюють невеликі масиви, а синклінальні структури між ними — метаморфічні породи родіонівської, спасівської та чечелівської світ інгуло-інгулецької серії. На південному сході Новоукраїнський масив межує з Бобринецьким масивом гранітоїдів кіровоградського комплексу. В зоні контакту є останці порід кам'янокостуватської світи північно-західного простягання.

В будові синклінорного обрамлення є два докембрійських структурних яруси: AR — нижній і PR — верхній. Нижній ярус складений метаморфічними, ультраметаморфічними та інтрузивними породами архею. Верхній

представлений метаморфічними породами інгуло-інгулецької серії (PR₁), зім'ятими в складки північно-західного та північного простягання, які прорвані штоками габро, габро-норитів райпільського (PR₁), новоукраїнського (2250—2100 млн років), кіровоградського (2060—2026 млн років) та корсунь-новомиргородського комплексів (1750 млн років) [10].

Від палеоархею до пермі виділяється, принаймні, шість етапів тектоно-магматичної (прото)активізації: палеоархейський, неоархейський, палеопротерозойський, мезопротерозойський, девонський і карбон-пермський. Архейські етапи значною мірою замасковані накладеними перетвореннями в палеопротерозой. Палеопротерозойський етап тектоно-магматичної протоактивізації відбувався в дві стадії: 1) 2500—1950 млн років; 2) 1800—1700 млн років [4].

Структурно-речовинні зони і геологічні тіла першої стадії протоактивізації обумовлені процесами ультраметаморфізму кристалічного фундаменту. Вони представлені послідовно сформованими значними зонами мігматизації, зім'яття, сублінійними гранітними тілами, жилами апліт-пегматоїдних і аплітоїдних гранітів побузького, новоукраїнського і кіровоградського комплексів, цілими природозломними зонами і локальними тілами калієвих і кварц-польовошпатових метасоматитів і грейзенів кіровоградського комплексу, а також швами бластокатаклазитів і бластомілонітів.

Методика досліджень

Вивчення окремих розломних парагенезисів та їх асоціацій — структурних рисунків, за наявності достатньої інформації, може виявляти в аналогіях з тектонофізичними моделями кінематичні, динамічні і палеорелогічні особливості зони деформації [6]. Структурний парагенезис, за прийнятим нами трактуванням О. В. Лук'янова [5], відображає не p , t -умови, а якісну характеристику тектонічної деформації (стиснення, розтягнення, здвиг). Закономірне просторове сполучення структур (вторинних розломів) передбачає їх парагенетичну близькість в зоні динамічного впливу основних розломів у відповідні тектонічні етапи. Структурні ансамблі в зонах динамічного впливу великих розломів УЩ послідовно формуються струк-

турними рисунками внаслідок багаторазової регіональної деформації складного здвигу (здвигу з додатковим нормальним розтягненням — транстенсії або із стисненням — транспресії) [2, 3].

На практиці потенційні можливості методу обмежуються неповнотою, фрагментарністю висхідних структурних даних, а крім цього — багатоетапністю деформації і ускладненістю різновікових структур. Це є характерним для закритих і маловивчених структур докембрію УЩ, що на більшості території поховані під відкладами фанерозойського чохла. Однак геологічна вивченість Кіровоградського металогенічного району є відносно високою. Зокрема, вона представлена різноманітними картографічними матеріалами Інгульського мега-блока та окремих районів масштабів 1:500 000 — 1:50 000 і детальніше по перспективних ділянках, що забезпечує початкові вимоги аналізу.

Для порівняння обрана плоска тектонофізична модель і кругова діаграма, що відповідає за співвідношенням латеральних розмірів і потужності регіональним об'єктам з відносно невеликими глибинами геологічної вивченості. Природні структурні парагенезиси відрізняються від модельних меншою повнотою, нерівномірністю розвитку та меншою просторовою упорядкованістю, тобто характерні для парагенезисів здвигу сполучення структур витримуються статистично. Саме тому зіставлення проводиться на певному рівні узагальнення — у вигляді роз-діаграм простягання вторинних структур. "Еталонною" є діаграма здвигових моделей С. С. Стоянова (рис. 2); ці моделі коректні за умовами подібності до крихких і крихко-пластичних деформацій квазіізотропного середовища і відповідають регіональним узагальненням структур селективних деформацій здвигу. Так, стандартні варіанти парагенетичного аналізу [6] адаптуються нами до картографічних структурних рисунків.

На стадії інтерпретації виконується зіставлення структурних рисунків і діаграм розломів з даними тектонофізичного моделювання (структурними рисунками, діаграмами модельних геомеханічних парагенезисів). Діаграми простягання розломів, що побудовані з карт, є сумарними для найсуттєвіших регіональних деформацій, серед

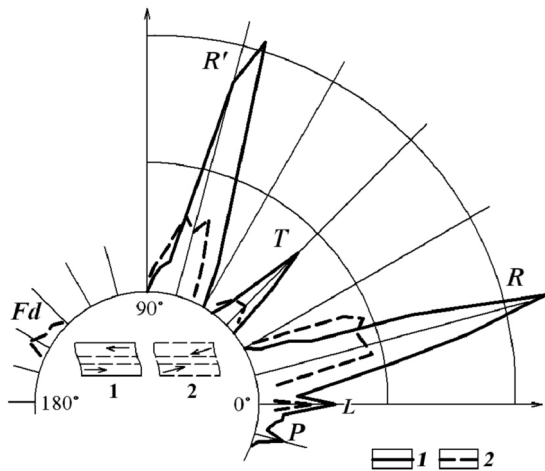


Рис. 2. Діаграма вторинних структур в тектонофізичних моделях зсувних зон за [9]

1 — у випадку простого здвигу; 2 — у випадку складного здвигу, з накладеним поперечним стисканням.

R', T, R, L, P — парагенетичні групи вторинних розривів моделі; Fd — осі ешелонуваних складок.

R і R' — сполучені тріщини сколу; T — ешелоновані тріщини розтягнення; L — повздовжні сколи; P — зворотні косі сколи.

яких за геологічними матеріалами виокремлюються окремі етапи. Геометричний підхід до аналізу структур не є самодостатнім, тому він і засвідчується комплексом даних як тектонофізичних моделей, так і геологічних тіл: дайок, метасоматитів різного складу і віку, оскільки алохтонні геологічні тіла є індикаторами умов розтягнення і хронологічними реперами.

Методичною суттю інтерпретації є "розпізнавання" максимумів конкретної "сумарної" діаграми за аналогією з еталонною діаграмою. Емпірична вибірка (сумарний структурний ансамбль розломів) являє собою комбінацію структурних парагенезів/еталонних вибірок різної показності. Урахування знакозмінних інверсій головних здвигів обумовлює діагностику і дзеркально відображений щодо інших максимумів розломів району — аналогів еталонної вибірки моделі. Інтерпретація ускладнюється перетином головних розломів регіону, які утворюють похідну розломну мережу ієрархічної будови.

За аналогією з еталонною діаграмою, максимуми емпіричних діаграм виступають за тектонофізичними позиціями щодо головних розломів як вторинні розломи (індекси R', T, R, L, P) на час утворення і кінематично тотожних ак-

тивізацій. За інших напрямків регіональних стресів їх індексація змінюється, однак існуюча сітка розломів забезпечує комплементарність кінематики і, частково, успадкування компоненти розтягнення. Так, діаграми отримують відносну тимчасову "генетичну" індексацію до виявлених структуроутворюючих головних розломів (рис. 3). Структурно-тектонофізична позиція поєднує для розломів і геологічних тіл морфологію структур, їх просторову диспозицію щодо головних розломів і певні деформаційні умови. Має враховуватися перманентність дії механізмів "успадкування-новоутворення", за якими при змінах регіональних стресів успадковуються напрямки розломної сітки і, зокрема, компоненти розтягнення окремих структур, які співіснують в різних тектонофізичних позиціях.

Обговорення результатів

Нами було розглянуто п'ять емпіричних діаграм, побудованих за даними Державної геологічної карти [10]. Це рози-діаграми розломів Новоукраїнського масиву та його обрамлення, основних дайок, (суб)лінійних метасоматитових тіл (рис. 3).

Зіставлення емпіричних діаграм (рис. 3) з еталонною діаграмою (рис. 2) групи розломів (максимуми діаграм) проводилося за характерними кутовими співвідношеннями з основними зонами розломів. При цьому виявляється директивна роль регіональної здвигової деформації головних розломів у формуванні й активізації ієрархії розломів як вторинних тектонічних структур району. У такий спосіб інтерпретуються просторово-генетичні латеральні співвідношення розломів, тобто план протерозойської розломної тектоніки обґрунтовується як суттєво здвиговий, малоамплітудний.

Майже на всіх діаграмах, окрім діаграми дайок, виділяється чотири структуроутворюючі напрямки. Субмеридіональний структуроутворюючий напрямок за азимутом простягання відповідає трансрегіональному шву X—С; субширотний — Суботсько-Мошоринській зоні розломів; північно-західний — Оникіївсько-Лозуватській зоні розломів; північно-східний — Адабаському, Глodosькому та Софіївсько-Компаніївському розломам (рис. 1). Зазначимо, що в межах Новоукраїнського масиву трансрегіональний шов

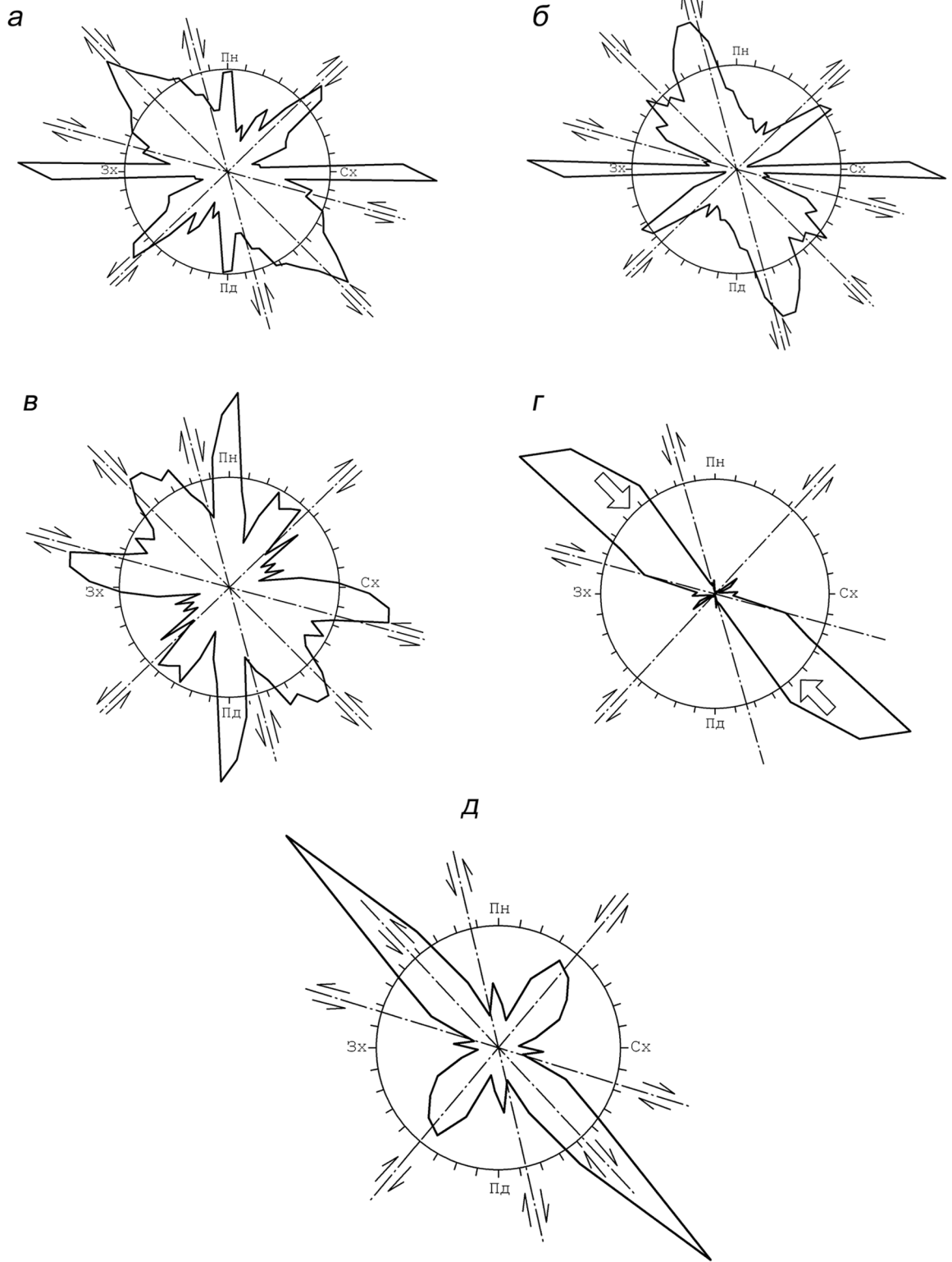


Рис. 3. Діаграми простягання розломів Новоукраїнського масиву (а), його західного (б) та східного (в) обрамлення. Шкала — корінь квадратний, інтервал — 5°. Діаграми простягання дайок основного складу (г), тіл метасоматитів (д) Новоукраїнського масиву. Шкала — лінійна, інтервал — 10°

X—C слабо проявлений у розривних структурах поверхні докембрійського фундаменту, хоч і є одним із структуроутворюючих напрямків території. Субширотний напрямок відповідає простяганню осі прогину в поверхні Мохо (рис. 1); він проявлений на поверхні фундаменту у вигляді Центрально-Української лінеamentної зони. Нами не виявлено здвигової компоненти дислокацій по широтних розломах.

Мантийний шов X—C і скид поверхні Мохо мають закономірну латеральну диспозицію, як основний здвиг і R'-розлом. Така тектонофізична роль шва X—C, внаслідок інверсій здвигових рухів забезпечувала на глибинному рівні регіональний тектонічний фактор широтного розтягнення, сприятливий для формування і (прото)активізацій Новоукраїнського масиву.

Максимуми діаграм розломів території (рис. 3, а—в) знаходять закономірне пояснення при зіставленні зі схемами здвигів (з еталонними діаграмами). Розломи діагональної системи трактуються як вторинні від здвигів з інверсіями шва X—C (рис. 3); їх позиції відповідають R-, T-, R'-структурам. За тектонофізичними умовами такі R-, T-розломи мають компоненту розтягнення. Саме це зумовлює їх сприятливу роль як довгоіснуючого структурно-тектонічного фактора (суб)регіонального рангу, для інтенсивного розвитку метасоматичних тіл — найбільшого у розломних зонах діагональної системи.

Широтний максимум на діаграмах (рис. 3, а—в) представлений численними малими розломами із різних зон, зокрема опірюючими розломами діагональних зон розломів. Меридіональний максимум для діаграми Новоукраїнського масиву (рис. 3, а) є незначним і представлений невеликими окремими розломами. Структурний план домінуючих на поверхні фундаменту діагональних розломів, очевидно, не зовсім збігається із структурним планом поверхні Мохо, насамперед, з регіональним мантийним швом X—C. Зв'язок глибинних, мантийних і поверхневих розломів фундаменту більш складний. Він комплементарно забезпечується в ієрархії багатоповерхової розломної сітки механізмами "успадкування-новоутворення", похідними від здвигової компоненти розломів докембрійського фундаменту.

Тектонофізична позиція дайкових тіл (рис. 3, г) домінуючого північно-західного простягання добре діагностується за аналогією з еталонною діаграмою. Серед них вирізняються повні (але асиметричні) вторинні парагенези R, R', T, L, P-напрямків, які є безпосередніми похідними від північно-західних напрямків здвигів з інверсіями (рис. 3, а—в). Переважають дайкові тіла, які відповідають структурним парагенезисам лівого здвигу. Північно-західний напрямок регіональних здвигів збігається із простяганням потужної зони Звенигородсько-Ганнівського глибинного розлому, який є тектонічною межею Новоукраїнського масиву і Братського синклінорія. За структурно-парагенетичними ознаками сукупностей другорядних розломів територія дослідження є також і зоною динамічного впливу Звенигородсько-Ганнівського розлому в його східному крилі.

Максимуми діаграми дайок основного та ультраосновного складу (рис. 3, г) інтерпретуються як магматичні тіла, що вкорінювалися у невеликі вторинні розломи, деформаційно пов'язані, як високопорядкові похідні розломів-здви́гів діагональної системи і мантийного шва X—C. Саме про докембрійські етапи здвигових деформацій свідчать позиції геологічних тіл докембрійського віку; вони є певними елементами структурних парагенезів здвигу. Структурні парагенези дайок дозволяють (за абсолютним і відносним віком дайок) з'ясувати час і знак зміщень північно-західних розломних зон. В Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрю УЩ 2004 р. є два дайкових комплекси, які розповсюджені в Інгульському мегаблоці: більш давній має вік близько 1700 млн років, молодший — 1600 млн років. Зустрічаються дайки основних та ультраосновних субвулканічних порід двох вікових груп: перша віком від 1800 до 1700 млн років, друга — від 1400 до 1200 млн років. За даними роботи [4], встановлено альбітизацію діабазів та пікритів.

Інтерпретація діаграми метасоматитів району (рис. 3, д) пояснює діагональні максимуми найбільших зон розвитку метасоматитів; в першому наближенні як T-структури з розтягненням, похідні від меридіональних розломів. Щодо напрямку шва X—C діагональні максимуми метасоматитів мають дещо різні структурно-тектонофізичні позиції та аналогічно до розломів (рис. 3, а) являють

собою асоціації, складні сукупності парагенезів різних етапів. Відповідно, для північно-західного максимуму — це Т-структури (захід-північно-західні розломи) і R-структури (північ-північно-західні розломи) в парагенезі лівого здвигу шва X—С; для північно-східного максимуму — це Т-структури (північ-північно-східні розломи) і R'-структури (схід-північно-східні розломи) в парагенезі правого здвигу X—С. Зважаючи на антитетичність останніх, їх розкриття є вторинним і синхронним з наступними тектоно-метасоматичними активізаціями північно-західних розломів. Унаслідок інверсії головних здвигів імпульсна компонента розтягнення зумовлює накладене брекчіювання і катаклаз швів, згідних з R'-мілонітами, що сприяє активізації і таких вторинних R'-напрямоків, як структурно-тектонфізичного фактора метасоматозу.

Щодо здвигів самих діагональних розломів, діагональні максимуми діаграми простягання тіл метасоматитів (рис. 3, д) збігаються з тріадою P-, L-, R-структур, а також R'-структурами; останні по чергово активізуються з розтягненням унаслідок інверсій знаку здвигу діагональних розломів. Для локальних урановорудних ділянок суттєвими є також ортогональні максимуми. Їх формування пов'язується з розвитком метасоматозу в локально сприятливих, розущільнених ортогональних розломних ділянках, що структуровані на мікро- і макрорівнях; вони являють собою Т-напрямки, похідні від найбільших діагональних розломів-здвигов району. За комплементарності розломної сітки докембрію в імпульсному кінематичному режимі відбувався багатоактний розвиток структурних рисунків метасоматичних зон і тіл, включаючи локальні рудоконтролюючі структури. За віком (приблизно 1,8 млрд років за радіоактивними акцесоріями) зони метасоматитів молодші за вміщуючі новоукраїнські граніти (приблизно 2 млрд років) [1].

Виявляється, що всі напрямки лінійних геологічних тіл підпорядковані ієрархічним закономірностям вторинного структуроутворення здвигових зон; нарівні з розломами вони входять до напрямків регматичної сітки. Пов'язаність алохтонних геологічних тіл із умовами розтягнення в розломах (ділянці перетину, зламу, вигину розломів) загалом відома. Однак цей зв'язок обґрунтовується

нами на структурно-тектонфізичному рівні за аналогією положення і кінематики окремих елементів моделей розломних здвигових зон і відповідних за умовами природних ділянок трансенсії. Різні за структурними формами локальні ділянки трансенсії (в комбінаціях компонент здвигу і розтягнення) утворюються також і при регіональному стисненні (трансресії) великих здвигових зон.

Розломно-блокова тектоніка, здвигові дислокації представлені на досліджуваній території всією природно-історичною їх сукупністю — багатовіковими ансамблями закономірно орієнтованих складчастих і розривних структур, включаючи і сублінійні геологічні тіла. Внаслідок протоактивізацій сформувалася комплементарна сітка розломів району; в зонах і ділянках розтягнення структур та їх сукупностей утворювалися геологічні тіла різні за розміром. Виявлена просторово-генетична латеральна закономірність підпорядкування розломів і локальних алохтонних геологічних тіл, зокрема зон метасоматитів, продуктивних на уран, зобов'язана багатопорядковим здвиговим деформаціям.

Структурно-тектонічний фактор — це тектонофізично зумовлені (сприятливо розташовані щодо головних розломів) ділянки з компонентою розтягнення. Зазвичай вони є довгоіснуючими і розвиваються в імпульсному режимі, що сприяє розвитку генерацій накладених процесів мінералоутворення, метасоматозу і зокрема рудогенезу. Структурні форми й умови ділянок розтягнення є наслідком дії локального механізму трансенсії — похідного від компоненти фізичного здвигу розломно-блокової тектоніки. Апробована нами методика виявляє, з урахуванням сукупності геологічних даних, суттєво здвигові механізми утворення, форми прояву і масштаб структурно-тектонічних факторів: на регіональному рівні — металогенічних, на локальному — рудоконтролюючих.

Висновки

1. За аналогією з тектонофізичними моделями, коректними щодо умов розривно-пластичних деформацій квазіізотропного середовища, регіональні максимуми на діаграмах простягання розломів фундаменту УЩ знаходять закономірне пояснення як

групи вторинних розломів, що є похідними від головних розломів-здвигов (суб)меридіональних і діагональних напрямків. Розломи діагональної системи за структурно-тектонфізичною позицією трактуються як R-, T-, R'-розломи з умовами розтягнення, похідні від знакозмінних інверсій здвигов глибинного мантийного шва X—С.

2. Малоамплітудні здвигові дислокації розломних зон є провідним механізмом (прото)активізації Інгулецького мегаблока. Докембрійські етапи здвигових деформацій і дислокацій розломно-блокової тектоніки фундаменту фіксуються латеральною позицією геологічних тіл: дайок, метасоматитів. Вони слугують хронологічними реперами здвигових деформацій докембрійського віку, оскільки є характерними елементами структурних парагенезів здвигову. Зміщення замасковані численними тектонічними, тектоно-метасоматичними (прото)активізаціями внаслідок інверсій здвигов, що й притаманно зонам глибинних розломів.

3. Виявлена просторово-генетична латеральна закономірність підпорядкування розломних зон і ділянок розломів з компонентою розтягнення обгрунтовує (суб)регіональні металогенічні структурно-тектонічні фактори контролю метасоматитів і локальні рудоконтролюючі фактори. Міжранговий зв'язок факторів пов'язаний з ієрархічністю здвигових механізмів розломно-блокової тектоніки. Структурно-тектонічний фактор контролю метасоматитів різноманітний за структурною формою і масштабами, але закономірний за тектонофізичною позицією — геологічний прояв локальних умов трансенсії, похідний від здвигової компоненти регіональних дислокацій розломів УЩ.

1. Гречишников Н. П., Коржнева Е. П., Крамар О. А., Щербак Д. Н. О возрасте дайковых пород Субботско-Мошоринской зоны // Геол. журн. — 1980. — Т. 40, № 5. — С. 139—143.
2. Занкевич Б. О., Крамар О. О. Структурно-тектонфізичні фактори уранового зруденіння альбітитів Кіровоградської розломної зони // Геохімія та екологія: Зб. наук. пр. ІГНС НАН та МНС України. — К., 2002. — Вип. 5/6. — С. 265—276.
3. Занкевич Б. А., Ноженко А. В., Шафранская Н. В. Тектоно-магматическая протоактивизация и структурные факторы локализации урана Киро-

воградского блока Украинского щита // Эволюция докембрийских гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых в энергетической Земле и этапами ее тектоно-магматической активизации: Зб. наук. пр. — К., 2008. — С. 183—190.

4. Крупенников В. А., Толкунов А. Е., Хорошилов Л. В. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. — М.: Недра, 1986. — 232 с.
5. Лукьянов А. В., Щерба И. Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления средне-масштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. — М.: Наука, 1972. — Т. 5. — С. 15—24.
6. Расцветаев Л. М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. — М., 1987. — С. 173—235.
7. Савицкий А. В., Казанский В. И. Результаты петрофизических исследований рудоносных разломов кристаллического фундамента // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. — М.: Наука, 1985. — С. 48—73.
8. Старостенко В. И., Казанский В. И., Дрогичкая Г. М. и др. Связь поверхностных структур Кировоградского рудного района (Украинский щит) с локальными неоднородностями коры и рельефом раздела Мохо // Геофиз. журн. — 2007. — Т. 29, № 1. — С. 3—21.
9. Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. — М.: Недра, 1977. — 144 с.
10. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноросійська серія. Карта і пояснювальна записка. Аркуш М-36-XXXII (Новоукраїнка) / Клочков В. М., Білінська Я. П., Шевченко О. М. та ін. — К.: УкрДГРІ, 2001. — 119 с.; Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград) / Нечаєнко О. М., Недомолкін В. Ф., Кравченко Л. Є. та ін. — К.: ДП "Центргеологія", 2007. — 103 с.

Від-ня мор. геології
та осад. рудоутворення НАН України,

Стаття надійшла
22.10.09

Київ

E-mail: nikalmas@mail.ru

Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка,
Київ

КП "Кіровогеологія",
Київ