

УДК 551.245 (477.8)

С. В. МИЧАК

Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, вул. Палладіна, 32, Київ, Україна, 03680,
тел. + 38(044) 4246156, ел. пошта: Mychak_S@ukr.net

ДЕФОРМАЦІЇ ГІРСЬКИХ ПОРІД УМАНСЬКОГО, НОВОГРАД-ВОЛИНСЬКОГО ТА НОВОУКРАЇНСЬКОГО МАСИВІВ У ПЕРІОД 2,02–2,05 млрд РОКІВ ТОМУ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Мета. Літосфера Українського щита (УЩ) представлена мозаїкою мегаблоків, які у різний час мали різну конфігурацію та, ймовірно, в ранньому археї належали до різних мікроконтинентів. Сьогодні існують різні, не пов'язані між собою, моделі геодинамічного розвитку північно-західної (Волинський, Бузький, Росинський мегаблок) і центральної (Інгільський мегаблок) частин УЩ. Через це поки що неможлива побудова загальної моделі геодинамічного розвитку в протерозої всієї західної частини щита, яка має велике значення для вирішення питань палеогеодинаміки докембрію. З цією метою проведено дослідження структури гірських порід і полів напружень у межах західної та центральної частин УЩ, які слугують основою для встановлення характеру і напрямку сил, що привели до формування геологічної будови регіону в період 2,02 – 2,05 млрд років тому. Обґрунтовано уявлення про обертання в цей період західної частини щита відносно центральної проти годинникової стрілки. **Методика.** Використано структурно-парагенетичний (СПМТ) та кінематичний (КМТ) методи тектонофізики, які здебільшого можуть застосовуватися в комплексі. Це дає змогу розширити часовий відрізок, впродовж якого відбувалися деформаційні процеси у досліджуваному районі. **Результати.** За результатами тектонофізичного вивчення тріщинуватості Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів, що виникла унаслідок їх охолодження 2,02–2,05 млрд років тому, розглянуто напружено-деформований стан і особливості кінематики блоків західної та центральної частин УЩ. Встановлено, що регіональне поле тектонічних напружень західної частини щита з діючою віссю розтягу північно-східної орієнтації є, скоріш за все, уявним, тому що в межах регіону відсутня система розломів, яка повинна була сформуватись у цьому полі. Ймовірніше, що тріщинуватість гірських порід західної частини щита формувалась у полі напружень з діючою віссю розтягу північно-західної орієнтації (херсон-смоленський етап), але, через обертання західної частини на 67° проти годинникової стрілки ~2,0 млрд років тому, нині поле відновлюється як північно-східне. Відновлено також єдине палеополе тектонічних напружень для немирівського та лелеківського етапів розломоутворення (1,99 млрд років тому). **Наукова новизна.** Показано, що до рубежу ~2,0 млрд років тому УЩ ще не був повністю консолідованою структурою і окремі його мегаблоки могли повертатися один відносно одного. **Практична значущість.** Результати виконаних робіт повертають дослідників до вивчення тріщинуватості гірських порід для її використання під час розв'язання геодинамічних задач.

Ключові слова: деформації; зони розломів; геодинаміка; Український щит; гранітоїдні масиви.

Вступ

За результатами тектонофізичних досліджень зроблено спробу встановити характер напружено-деформованого стану західної та центральної частини Українського щита в передколізійний період, а саме 2,02–2,05 млрд років тому, під час якого відбулося масштабне гранітоутворення (гранітоїди житомирського, кіровоградського, уманського, новоукраїнського та інших комплексів), і коли щит ще не був монолітним в сучасному розумінні: Сарматія та Фенноскандія ще не з'єдналися повністю.

У процесі колізії трьох мікроконтинентів – Фенноскандії, Сарматії та Волго-Уралії – 2,05–1,7 млрд років тому утворився континент Балтика, в контурах якого згодом сформувалася Східноєвропейська платформа. Кожен з мікроконтинентів представлений різними архейськими і протерозойськими комплексами. Палеомагнітні дані підтверджують [Bogdanova et al., 2012], що з початку

палеопротерозою три мікроконтиненти були розрізнені, розміщені на доволі значній відстані один від одного. Крім того, вони склалися з мегаблоків, що не були жорстко спаяні між собою. Важливо, що 2,1–2,0 млрд років тому в центральній частині УЩ почала формуватися зона розтягу Херсон–Смоленськ, що привело до розділення щита на західну, центральну і східну частини [Гинтов, Мычак, 2011, 2012]. До західної частини увійшли Волино-Поліський вулканоплутонічний пояс, Волинський, Подільський, Росинський, Бузький мегаблоки, до центральної – Інгільський мегаблок разом з Голованівською й Інгулецько-Криворізькою шовними зонами (рис. 1), до східної – Середньопридніпровський і Приазовський мегаблоки та Оріхово-Павлоградська шовна зона.

Період між 2,05 і 1,83 млрд років тому характеризувався доволі складною геодинамікою літосфери УЩ, різною у західній і центральній частинах.

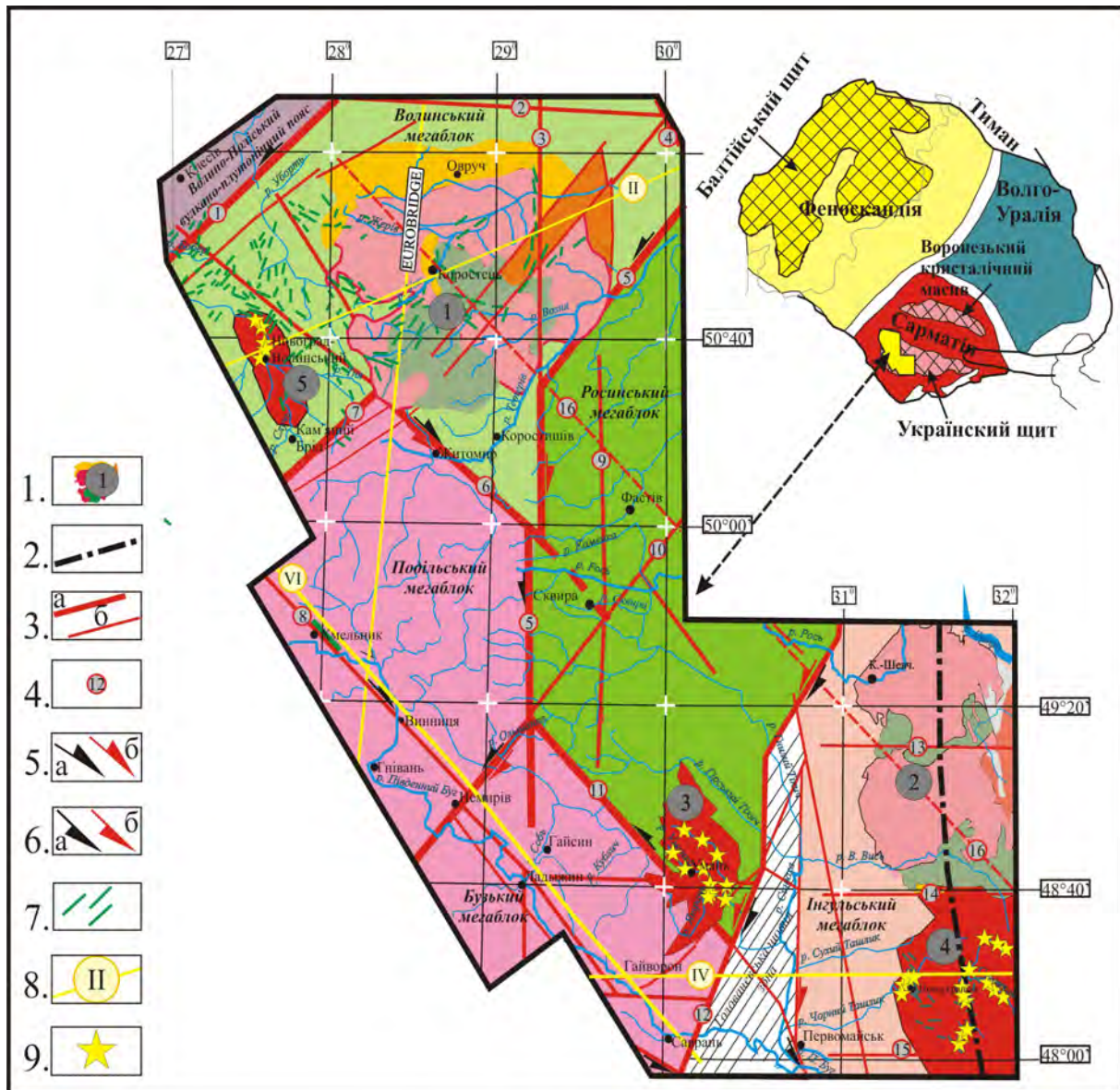


Рис. 1. Схема мегаблоків західної та центральної частин Українського щита [Щербак та ін. 2005, 2008; Гинтов, Пашкевич, 2010; Гинтов, Мычак 2011, 2012, 2014;

Гинтов, 2014; Bogdanova et al., 2012]:

1 – плутони та масиви (1 – Коростенський плутон, 2 – Корсунь-Новомиргородський плутон, 3 – Уманський масив, 4 – Новоукраїнський масив, 5 – Новоград-Волинський масив); 2 – міжрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ; 3 – розломи (а – міжмегаблокові, б – внутрішньомегаблокові); 4 – номери зон розломів; 5 – правий зсув (а – у час закладання, б – у час головної фази активізації); 6 – лівий зсув (а – у час закладання, б – у час головної фази активізації); 7 – дайки; 8 – геотраверси; 9 – точки тектонічних спостережень. Зони розломів: 1 – Суцано-Пержанська, 2 – Поліська, 3 – Звиздаль-Заліська, 4 – Ядлів-Трактемірська, 5 – Чорнобильська, 6 – Сарненсько-Варварівська, 7 – Тетерівська, 8 – Хмільницька, 9 – Брусилівська, 10 – Немирівська, 11 – Ташівська, 12 – Тальнівська, 13 – Смілянська, 14 – Суботсько-Мошоринська, 15 – Бобринецька, 16 – Центральна

Fig. 1. The tectonic scheme blocks western and central part of the Ukrainian shield

[after Shcherbakov et al., 2005, 2008; Gintov, Pashkevich, 2010; Gintov, Mychak 2011, 2012, 2014;

Gintov 2014; Bogdanova et al., 2012]

Legend: 1 – Pluton and massif (1 – Korosten pluton, 2 – Korsun-Novomirgorod pluton, 3 – Uman massif, 4 – Novoukrainsk massif, 5 – Novograd-Volynsk massif); 2 – Kherson-Smolensk fault zone; 3 Faults (a – between blocks, b – internally blocks); 4 – Numbers of fault zones; 5 – Right-lateral shear (a – at initial stage, b – during reactivation); 6 – lateral shear (a – at initial stage, b – during reactivation); 7 – Dykes; 8 – geotraverse; 9 – Tectonic investigated. Faults zone: 1 – Suschano-Perzhansk, 2 – Polisk, 3 – Zvizdal-Zalisk, 4 – Yadliv-Traktemyrvsk, 5 – Chernobylsk, 6 – Sarnensk-Varvarivsk, 7 – Teterevsk, 8 – Hmilnyksk, 9 – Brusilovsk, 10 – Nemirivsk, 11 – Tashivsk, 12 – Talnivs'k, 13 – Smilyansk, 14 – Subotsko-Moshorynsk, 15 – Bobrynets'k, 16 – Central

Мета

Метою роботи є тектонофізичне вивчення гранітоїдів трьох різних, але практично одно-вікових (2,02–2,05 млрд років тому [Геохронологія, 2008]) масивів – Новоград-Волинського (житомирський комплекс), Уманського (уманський комплекс) і Новоукраїнського (новоукраїнський комплекс), що дає змогу розглянути припущення про те, у якому відносному положенні (кутовому співвідношенні) могли перебувати ці масиви, а отже, західна і центральна частини УЩ, у період 2,02–2,05 млрд років тому.

З цією метою у 2013–2014 рр. виконано тектонофізичні дослідження тріщин і лінійних структур гранітоїдних масивів: Уманського – в басейні рік Уманка (м. Умань, с. Городецьке, Пиковець, Гродзеве, Гереженівка, Сушківка) і Ятрань (с. Заячківка) і Новоград-Волинського – в басейні р. Случ (м. Новоград-Волинський, с. Чижівка, Вербівка, с.м.т. Городниця), причому основну увагу приділено деформаційним структурам, які виникли під час остигання масивів, тобто відображають час їх формування. Аналогічні дослідження у межах Новоукраїнського масиву виконано в 2010 р. у басейні рік Чорний та Плетений Ташлика, Сугокля, Савокля, Грузька, в селищі Новоукраїнка та ін. [Гинтов, Мычак, 2012] (рис. 1), згодом їх доповнив автор.

Методика

Під час тектонофізичного дослідження Уманського та Новоград-Волинського масивів виконано заміри елементів залягання максимальної кількості крихких тріщин, зафіксовано структурні і динамометаморфічні парагенезиси, притертість, взаємовідносини зі структурно-текстурними елементами порід, наявність слідів зміщень на площинах тріщин, амплітуду зміщення маркерів і величини їх викривлення поблизу розривів. Також досліджували характер перекристалізації мате-

ріалу, лінійність в уманських гранітах (субпаралельне розташування витягнутих призматичних або голчастих кристалів та скупчень зерен) і трахітоїдність у новоукраїнських та житомирських гранітах (рис. 2).

Обробку та інтерпретацію польових вимірів виконано структурно-парагенетичним та кінематичним методами тектонофізики, які здебільшого можуть застосовуватися в комплексі. Це дає змогу розширити часовий відрізок, упродовж якого відбувалися деформаційні процеси у досліджуваному районі [Гинтов, 2005].

Геологічна будова. Уманський масив розташований у межах зони зчленування Бузького та Росинського мегаблоків (рис. 1) і займає площу близько 1600 км² у західній частині УЩ.

Граніти уманського комплексу виділяються, насамперед, за наявністю порфіроподібної структури, граніти масивні, блакитно-сірого кольору зі світло-сірими порфіробластами калієвого польового шпату (КПШ). Масив межує з полем розвитку собітів, і навіть зовні гайсинські порфіроподібні граніти не відрізняються від уманських.

У східній частині Уманського масиву проходить Тальнівська зона розломів завширшки 10–12 км, яка обмежує Голованівську шовну зону (ГШЗ) з заходу, відокремлюючи граніти побузького і звенигородського комплексів від порід Уманського масиву. У західному крилі Тальнівської зони розломів комплекси порід Уманського масиву значно слабше деформовані, ніж породи звенигородського і побузького комплексів у центральній зоні та в східному крилі. Розходження у ступенях деформування порід, розміщених по різні сторони осьової частини Тальнівської зони розломів, можуть свідчити або про різний час деформації, або про різну глибинність деформаційних процесів. В обох випадках час закладення Тальнівської зони розломів має бути давнішим, ніж гранітоїдів уманського і звенигородського комплексів (≥ 2,1 млрд років).



Рис. 2. Деформаційні структури в гранітоїдах Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів:

Уманський масив: а – тріщинуватість (цифри в кружках: 1 – під час охолодження, 2 – молода тріщина); б – лінійність; Новоград-Волинський масив: а) тріщинуватість (цифри в кружках: 1 – під час охолодження, 2 – молода тріщина); б – трахітоїдність; Новоукраїнський масив: а – похила тріщина (підкид), б – пристосування кристалів польового шпату до квазікрихкої тріщини. Ручка вказує орієнтування кристалів

Fig. 2. Deformation structures in granitoids Uman, Novograd-Volynsk, Novoukrainsk massif:

Uman massif: a – fractures (numbers in circles: 1 – during by cooling, 2 – a young fracture); b – the linearity. Novograd-Volynsk massif: a – fractures (numbers in circles: 1 – during by cooling, 2 – a young fracture); b – trachitoid granites. Novoukrainsk massif: a – an inclined fracture (reversed fault). The Novoukrainsk quarry; b – the Novoukrainsk trachitoid granites. The pen shows the same orientation of feldspar crystals

Новоград-Волинський масив розташований у межах Волинського мегаблока (рис. 1) в басейні р. Случ нижче і вище за течією м. Новоград-Волинський. Масив складений середньозернистими рівномірнотернистими біотитовими гранітами, які змінюються на окремих ділянках низьколуужними гранітами, близькими до плагіогранітів, гранодіоритів та тоналітів (житомирський комплекс). Текстура порід змінюється від масивної до грубо- і тонкосмугастої з чергуванням добре виражених смужок лейко- і мезократового складу потужністю 1–2 см [Козлов, 1985].

У північній частині масив складений середньозернистими сірими гранітами, що містять порфіроподібні вкрапленики КПШ. Близьче до центральної частини масиву граніти стають меланократовими, кількість вкраплень у них зростає, а розміри зменшуються. У центрі м. Новоград-Волинський, на правому та лівому берегах р. Случ, породи набувають виразної трахітоїдної текстури і рожевого кольору, видовження вкрапленників збільшується до 3:1 і 4:1.

В околицях м. Новоград-Волинський спостерігаються дайки плагіопорфірів дацит-ріолітового складу новоград-волинської товщі тетерівської серії віком 2087 ± 16 млн років. Останні січуться жилами гранітів житомирського комплексу, вік яких становить 2056 ± 15 млн років.

Під час дослідження магнітної аномалії в околицях смт. Городниця у 1986 р. розкрито лужно-ультраосновні породи, які утворюють штокоподібне тіло (Городницька інтрузія) діаметром 300 м. У результаті цієї знахідки виділено самостійний Городницький комплекс лужно-ультраосновних порід.

Лужно-ультраосновний магматизм проявився в часовому інтервалі від 2014 до 2051 млн років. Про це свідчать дані, отримані К-Аг методом з породоутворювальних амфіболів ранньої генерації з лужно-ультраосновних порід Городницької інтрузії [Цымбал, 2014].

Результати

Характер та умови формування тріщинуватості в породах Уманського та Новоград-Волинського масивів. Породи досліджуваних масивів характеризуються доволі густою тріщинуватістю. Переважно тріщини сколового типу: прямолінійні з гладкими стінками. Борозни ковзання і глинки тертя надзвичайно рідкісні, що свідчить про малі амплітуди зміщення вздовж площин сколів.

Вивчення напруженого стану порід у цих умовах дає змогу робити висновки про кінематичні і реологічні параметри деформаційних процесів, які відбувалися в межах досліджуваної території.

На рис. 3, а наведені графіки розподілу кутів θ між парагенетично пов'язаними тріщинами в породах Уманського і Новоград-Волинського масивів. Оскільки кут сколювання α_0 за деформації гірських порід змінюється у межах $30 \pm 5^\circ$, кут θ

між парагенетичними пов'язаними тріщинами дорівнює: між сколами Ріделя $\theta = 2\alpha_0 = 50\text{--}70^\circ$, між L і L' – сколами $\theta = 85\text{--}90^\circ$, між L, L'- сколами та тріщинами відриву T $40^\circ \leq \theta \leq 50^\circ$. Аналіз стереограм парагенезисів на рис. 3, в показує, що під час охолодження Уманського і Новоград-Волинського масивів найчастіше формувалися парагенезиси L-L', L-R' (або L'-R), R-R'.

Графіки кутів θ мають чіткі максимуми і для обох масивів кути сколювання мають близькі значення.

На основі параметра α_0 побудовано графік глибинності деформаційних процесів у межах Уманського і Новоград-Волинського масивів.

На рис. 3, б криві 1–3 відображають залежність параметра α_0 від глибини H за додаткового стиску, а криві 4–7 – за додаткового розтягу і за умови, що деформовані гірські породи мають ту саму температуру, що і навколишня земна кора. Температурний градієнт $(50+20H)^\circ\text{C}$ характерний для докембрію, а $(10+10H)^\circ\text{C}$ – для сучасної кори УЩ.

Розглянемо отримані результати.

Стиск. Крива 1 перетинає лінію 25° у межах зони крихкого (I_1), а смуги $30\text{--}31^\circ$, як і криві 2 і 3, – за межами квазікрихкого (II_1) деформування. З цього випливає, що за стиску і температури масиву від 0 до 150°C і вище кути сколювання $30\text{--}35^\circ$ могли виникати лише в умовах квазікрихкості.

Розтяг. Криві 4–7 перетинають смуги $25\text{--}35^\circ$ у межах зон крихкого і квазікрихкого розриву-утворення. Оскільки явних ознак пластичної деформації у межах Уманського і Новоград-Волинського масивів під час тріщиноутворення не спостерігається, можна припустити, що кути сколювання не перевищували 35° і за розтягу всі тріщини формувалися в оптимальних умовах крихкості й квазікрихкості. Кути сколювання 25° характерні також для умов стиску, але їх кількість мінімальна, тому перевагу слід віддати умовам розтягу.

Для утворення тріщин з кутом сколювання 25° сприятливою була глибина 1–2 км, а для тріщин з кутами сколювання $30\text{--}35^\circ$ глибина 2–3 км. Оскільки обидві групи тріщин спостерігаються на одному ерозійному зрізі, можна припустити, що формування обох груп тріщин відбувалося на одній глибині в проміжку між 1 і 3 км, але за різної температури і з часовим інтервалом, потрібним для охолодження масиву.

Паралельно із замірами тріщинуватості виконано і заміри елементів залягання призматичних кристалів польового шпату розмірами від 1 до 10 см, що формують трахітоїдну структуру новоукраїнських і житомирських гранітів. Трахітоїдна структура реагує на деформаційні процеси, які відбувалися у масивах як під час, так і після становлення – утворення структур течії та обертання, переорієнтування призматичних кристалів біля сколових тріщин тощо. Перетин сколів мезотріщинами призматичних кристалів спостерігається доволі рідко. Основна маса тріщин утворилася в доволі високо-температурних умовах.

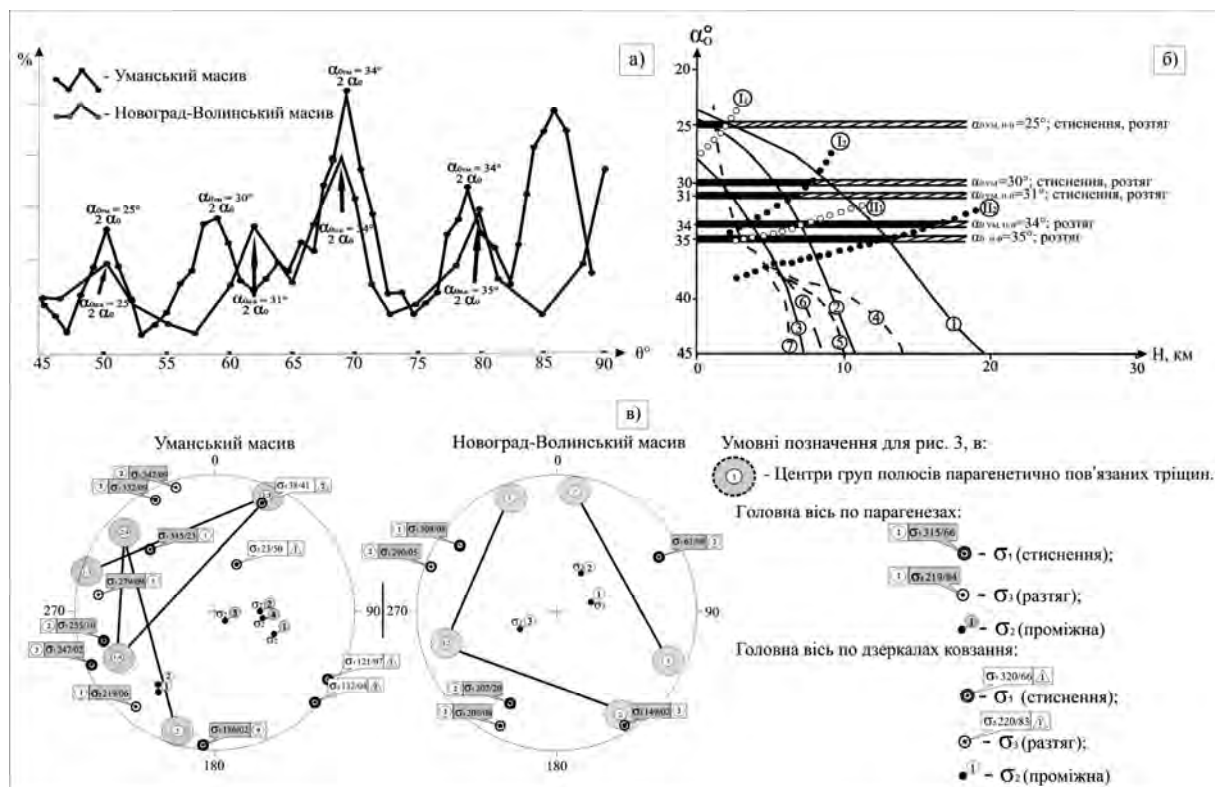


Рис. 3. Кінематичні й реологічні параметри деформаційних процесів:

а – графік парагенезисів тріщин з кутами $\theta = 2\alpha_0 + 45^\circ + \alpha_0$ для Уманського і Новоград-Волинського масивів; б – визначення характеру діючих сил і глибини деформаційних процесів у межах Уманського і Новоград-Волинського масивів за допомогою параметрів α_0 [Гінтов О. Б., 2005]. Криві $\alpha_0 = f(H)$, розраховані для різних температурних градієнтів при стисненні $t^\circ = (10+10H)^\circ\text{C}$ (1), $(50+20H)^\circ\text{C}$ (2), $(200+20H)^\circ\text{C}$ (3) і розтягу $t^\circ = (10+10H)^\circ\text{C}$ (4), $(50+20H)^\circ\text{C}$ (5), $(200+20H)^\circ\text{C}$ (6), $(350+20H)^\circ\text{C}$. Границі, що розділяють зони крихкого і квазікрихкого розривотворення: I_1 – за стиснення; I_2 – за розтягу [Ісай В. М. 1989]. Межі К. Могі [Mogi K, 1966], що розділяють області крихкості та пластичності: II_1 – при стисненні, II_2 – за розтягу. Заштрихована лінія – кути сколювання α_0 за даними польових вивчень; чорний колір – ділянки перетину смуг α_0 з зонами крихкого тріщиноутворення в умовах розтягу; в – стереограми полюсів парагенетично пов'язаних груп тріщин Уманського та Новоград-Волинського масивів і осі головних нормальних напружень за даними інтерпретації парагенезисів тріщин і дзеркал ковзання.

Fig. 3. Kinematic and rheological parameters of deformation processes:

а – Graphic parageneses fractures with angles $\theta = 2\alpha_0 + 45^\circ + \alpha_0$ to Uman and Novograd-Volunsk massif; б – Determination of the nature of the forces and deep deformation processes within Uman and Novograd-Volunsk massif by parameters α_0 [Gintov, 2005]. Curves $\alpha_0 = f(H)$, calculated for different temperature gradients in compression $t^\circ = (10 + 10H)^\circ\text{C}$ (1), $(50 + 20H)^\circ\text{C}$ (2), $(200 + 20H)^\circ\text{C}$ (3) and stretching $t^\circ = (10 + 10H)^\circ\text{C}$ (4), $(50 + 20H)^\circ\text{C}$ (5), $(200 + 20H)^\circ\text{C}$ (6), $(350 + 20H)^\circ\text{C}$. The boundaries separating zones of brittle and quasibrittle faulting: I_1 – in compression; I_2 – in tension [Isay, 1989]. Limits K. Mogi [Mogi K, 1966] separating region brittleness and ductility: II_1 – in compression, II_2 – while stretching. The hatched line – means that α_0 according to field studies; black – α_0 bands crossing areas with zones of brittle crack in terms of traction; в – Stereograms poles paragenetic related groups Uman and Novograd-Volunsk massif and the main axis normal stresses according to the interpretation of parageneses cracks and sliding mirrors

Отже, всі вивчені структури належать до деформаційних елементів першого і другого глибинних рівнів деформації консолидованої кори, що сформувалися в умовах розтягу під час охолодження гранітоїдних масивів.

Орієнтація головних осей нормальних напружень у породах Уманського, Новоград-Волинського та Новоукраїнського масивів.

З вимірених тріщин у досліджуваних масивах 90% мають субвертикальне падіння (кут падіння 65° – 90°) і 10% похилий ($<65^\circ$). Це свідчить про те, що процес формування і деформування масивів пов'язаний з напружено-деформованим станом, за

якого площина σ_1 і σ_3 була в основному субгоризонтальною. Для детальнішого розгляду зсувних деформаційних режимів, що супроводжувалися формуванням субвертикальної тріщинуватості, остання представлена у вигляді гістограми графіків розподілу азимутів простягання субвертикальних тріщин (рис. 4).

На гістограмі азимутів простягання субвертикальних сколових тріщин у гранітах Уманського масиву виділено п'ять основних максимумів А (9°), В (19°), С (94°), D (299°), С (321°). Для Новоград-Волинського масиву характерні чотири максимуми: А (69°), В (94°), С (306°), D (332°).

Для Новоукраїнського масиву – дев'ять основних максимумів А (289°), В (319°), С (338°), D (14°), Е (36°), F (49°), G (69°), H (82°), К (304°).

Максимуми В і D в Уманському масиві відповідають сколам Ріделя, а максимум С – тріщинам відриву (Т). Відповідно до цього, субгоризонтальна вісь стиску σ_1 орієнтована за азимутом 300°, а субгоризонтальна вісь розтягу σ_3 , відповідно, 30°. Максимум А не розглядався, оскільки тріщинуватість з азимутами простягання 15–30° могла утворитися значно пізніше: аналогічний максимум спостерігається на діаграмі азимутів простягання тріщинуватості в габро-анортозитах Корсунь-Новомиргородського плутону [Гинтов, Мычак, 2014].

Як і в межах Уманського масиву, на діаграмі азимутів простягання тріщинуватості в гранітоїдах новоград-волинського типу максимуми В і D відповідають сколам Ріделя, а максимум С – тріщинам відриву. Максимум А відображає широкий

розвиток L'-сколів. Визначення орієнтації субгоризонтальної осі стиску за сколами Ріделя і за R- і L'-сколами дає різний результат: у першому випадку вісь σ_1 має азимут 305°, у другому 297°. Середній азимут орієнтації осі σ_1 становить 301°. Відповідно, діюча вісь σ_3 орієнтована за азимутом 31°.

Результати визначення напружено-деформованого стану в Уманському і Новоград-Волинському гранітоїдних масивах під час їх охолодження показують, що обидва масиви, відстань між якими становить 250–300 км, формувалися в єдиному регіональному полі тектонічних напружень $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$, $\sigma_2 - \perp$ (умансько-новоград-волинський етап), тобто ~2,05 млрд років тому, швидше за все, займали один щодо одного те саме положення, що і тепер (маємо на увазі відстань між ними і кут між їх орієнтацією). Отже, західна частина УЩ, а саме Волинський і Росинський мегаблоки, становили в цей час єдину монолітну структуру УЩ.

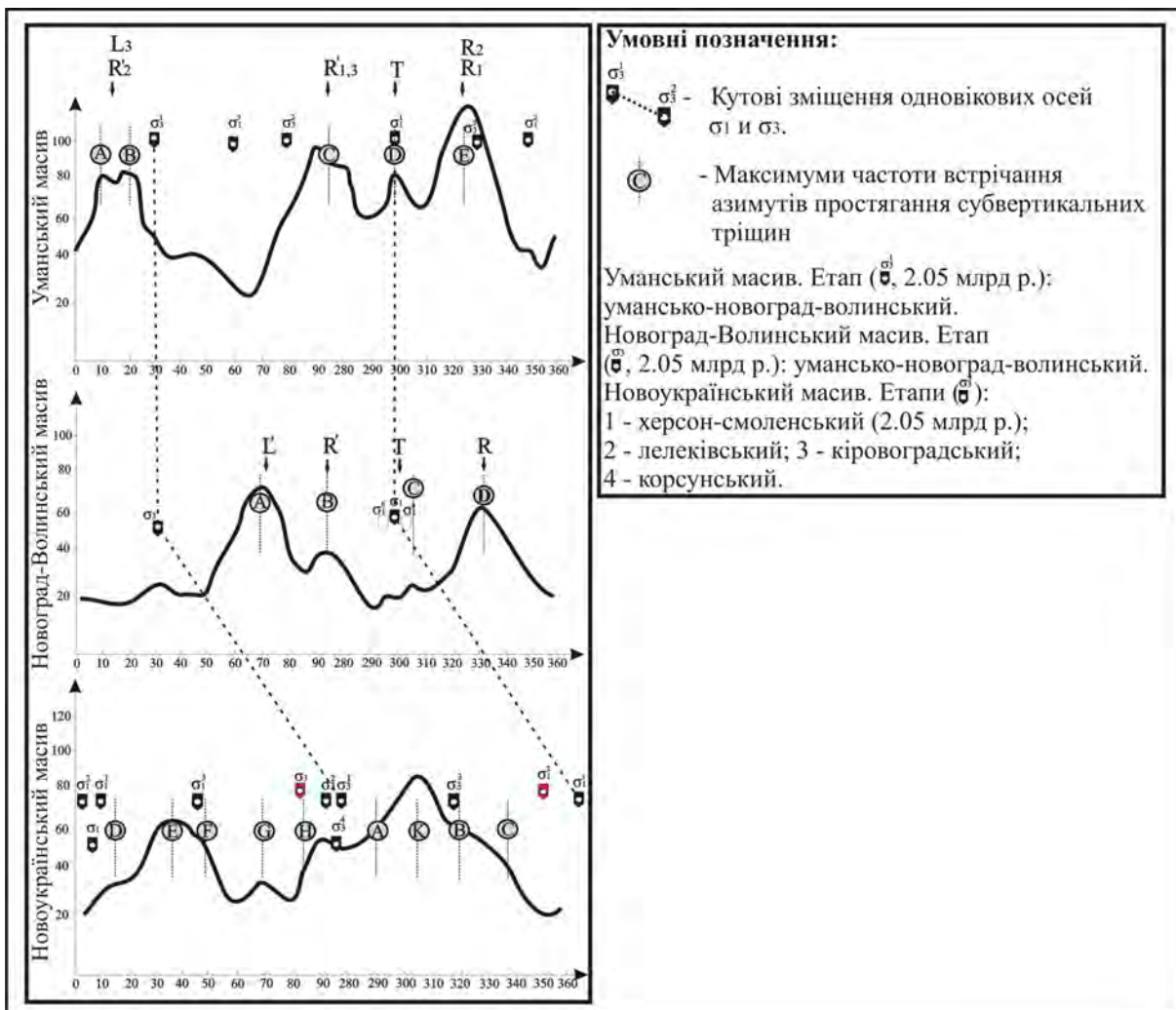


Рис. 4. Графіки азимутів простягання субвертикальних тріщин в Уманському, Новоград-Волинському та Новоукраїнському масивах УЩ і осі головних нормальних напружень σ_1 і σ_3 на різних етапах деформацій (пояснення у тексті)

Fig. 4. Graphic strike azimuths subvertical fractures in Uman', Novograd-Volynsk, and Novoukrainsk massifs, and the main axis normal stresses σ_1 and σ_3 at various stages of deformation (explanation in the text)

Поля тектонічних напружень визначалися також і за стереограмами дзеркал ковзання в Уманському масиві і парагенетично пов'язаних групах тріщин в обох масивах (рис. 3, в). За парагенезисами тріщин Новоград-Волинського масиву визначено поле напружень $\sigma_1 - 308/08$, $\sigma_3 - 208/08$, $\sigma_2 - 70/60$, доволі близьке до поля умансько-новоград-волинського етапу, визначеного за графіками азимутів падіння. За дзеркалами ковзання у межах Уманського масиву визначена головна вісь стиску $\sigma_1 - 121/07$, а за парагенезисами тріщин – вісь розтягу $\sigma_3 - 219/06$, також близькі до відповідних осей напружень умансько-новоград-волинського етапу. Тобто поле тектонічних напружень умансько-новоград-волинського етапу визначено доволі надійно, причому, зазвичай, перевагу віддають полю, встановленому за гістограмою азимутів простягання, оскільки вона ґрунтується на наймасовіших замірах.

Для того, щоб хоча б наближено скласти уявлення про відносне положення західної та центральної частин УЩ, тобто Волинського і Росинського мегаблоків щодо Інгульського, необхідно порівняти геометрію полів напружень цих мегаблоків на тому самому відрізку геологічного часу. Однаковий вік з Уманським і Новоград-Волинським має Новоукраїнський масив, що утворився на херсон-смоленському етапі, тому інтерес становить характер напружено-деформованого стану цього масиву. На рис. 4 наведено графіки азимутів простягання субвертикальних тріщин НУМ. Відповідно до них (максимуми Е і К), азимуті орієнтації головних осей σ_1 і σ_3 (херсон-смоленський етап) становлять 352 і 82°. Проте в роботі [Гинтов, Мычак, 2012] ці азимуті визначено, відповідно, 8 і 278°, тобто вони відрізняються на 16°. Таку відмінність можна пояснити похибками в ідентифікації сколів. Хоча і в тому, і в іншому випадках ми маємо справу з регіональним субширотним розтягом і субмеридіональним стиском, що діяли в Інгульському мегаблочі ~2 млрд років тому. За основу прийнято поле напружень херсон-смоленського етапу відповідно до роботи [Гинтов, Мычак, 2012].

Наступними після херсон-смоленського етапу в межах Інгульського мегаблока були лелеківський ($\sigma_1 - 03/00$, $\sigma_3 - 273/05$), кіровоградський ($\sigma_1 - 49/00$, $\sigma_3 - 319/00$) і регіональний суботсько-мошоринський ($\sigma_1 - 315/00$, $\sigma_3 - 45/00$) етапи. Останній етап охопив усю територію України і прилеглі райони, тому не міг не позначитися на деформації Новоукраїнського масиву. Справді, на рис. 4 максимуми D і G відповідають сколам Ріделя, що не використовувалися у виділенні херсон-смоленського етапу, і вони можуть відображати прояв пізнішого суботсько-мошоринського етапу.

Отже, за результатами тектонофізичних досліджень отримано два одновікових етапи деформації земної кори і відповідних полів напружень західної та центральної частин УЩ, що супроводжували формування і охолодження граніто-

їдних масивів. Враховуючи регіональний характер цих полів, можна робити певні висновки про кінематику мегаблоків УЩ на цих етапах.

Регіональні поля тектонічних напружень у західній та центральній частинах УЩ. Порівнюючи напружено-деформований стан трьох розглянутих масивів, можемо зробити два, поки що альтернативних, припущення. Регіональні поля тектонічних напружень, проявлені ~2,05 млрд років тому в західній і центральній частинах УЩ, різко відрізняються: орієнтація субгоризонтальних головних осей σ_1 і σ_3 на умансько-новоград-волинському і херсон-смоленському етапах відрізняється на 67–68°. Це може бути пов'язано з тим, що: або в проміжку між 2,02–2,05 млрд років тому регіональне поле тектонічних напружень різко змінилося, або регіональне поле на цьому часовому відрізку було стабільним, а західна і центральна частини щита, розділені Голованівською шовною зоною, були повернені одна щодо одної, порівняно з сучасним станом, на кут 67–68°.

Розглянемо обидва варіанти детальніше.

У роботі [Гинтов, 2014] на основі опублікованих реперних радіогеохронологічних даних уточнено вік етапів розломоутворення у межах УЩ. Встановлено, що зони розломів немирівського етапу деформують гранітоїди житомирського й осницького комплексів, тобто їх вік не більший, ніж цих гранітоїдів, і становить з урахуванням інших додаткових даних, ~1,99 млрд років. Це зрівняло вік немирівського та лелеківського етапів і вказує, що обидва етапи можуть бути кінематично об'єднані (див. таблицю), тому що на обох етапах відновлено єдине палеополе тектонічних напружень $\sigma_1 - 03/00$, $\sigma_3 - 273/00$, $\sigma_2 - \perp$ і зони розломів лелеківського етапу мають однакові елементи залягання і кінематичну характеристику із зонами розломів немирівського етапу [Гинтов, 2005; Гинтов, Мычак, 2012].

З цього випливає, що західна і центральна частини УЩ виступали як квазімонолітна структура вже з часу 1,99 млрд років. Справді, виділена геофізиками Центральна зона розломів (рис. 1) проходить крізь Коростенський плутон, Росинський мегаблок і з'єднується з Лелеківською зоною на південному сході, утворюючи єдину майже прямолінійну зону, хоча геологічно її важко було підтвердити, тому що вона перекрита породами Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутонів.

Повністю монолітною структура УЩ, як вже зазначено, стала перед суботсько-мошоринським етапом, але і на немирівсько-лелеківському етапі західна і центральна частини були зближені настільки, що Центральна зона розломів перетнула їх без значного зміщення. Можна послатися і на палеомагнітні дані, що навів В. Г. Бахмутов у роботі [Кировоградский..., 2013], відповідно до них палеомагнітний полюс для габро-монзонітів Новоукраїнського масиву віком 2,037 млрд років добре узгоджується з палеомагнітними полюсами (за [Elming et al., 2001]) для порід віком 2,0 млрд років Волинського мегаблока.

Отже, для періоду від 2,5 до 2,0 млрд років не можна виключати ні квазімонолітності структури західної та центральної частин УЩ, ні можливості їх переміщення та обертання одна щодо одної.

У роботі [Гинтов, 2014] виділено першомайський і західно-інгулецький етапи віком 2,45 млрд років тому, які пов'язані з формуванням структури центральної частини УЩ і не мають аналогів у західній частині. Поля напружень, пов'язані з ними, доволі близькі (по суті, в межах точності визначення), отже, центральна частина щита 2,45 млрд років тому не відчувала якихось значних диференціальних поворотів (на локальному рівні). Наступні етапи – тальнівський і криворізький, віком 2,30 млрд років тому, які виокремили центральну частину щита (майбутній Інгульський мегаблок), також пов'язані з доволі близькими полями напружень, тобто і в цей час центральна частина формувалася без істотних диференціальних поворотів. Могли бути лише повороти всього щита, зсувні переміщення по розломах і зближення-

розсуви блоків у одному напрямку, що не веде до помітної зміни орієнтації головних осей напружень на різних ділянках цієї частини щита.

Починаючи з херсон-смоленського етапу субширотного розсуву (див. таблицю), орієнтація головних осей поля тектонічних напружень у центральній частині УЩ була або ортогональною, або діагональною, змінювались деформаційні режими та іноді відбувалася зміна знаків осей (стиску і розтягу) зі збереженням їхньої орієнтації.

Наукова новизна

Отже, можна говорити про те, що значних диференціальних поворотів у межах центральної частини щита в період 2,45–1,73 млрд років тому не було.

У західній частині щита про подібну стабільність без диференціальних поворотів блоків можна говорити, починаючи з немирівського етапу, коли і західна, і центральна частини стали квазімонолітною структурою.

Основні етапи деформації західної та центральної частини УЩ на часовому відрізку 2,05–1,73 млрд років тому
Deformation stages of the west and central part of the Ukrainian Shield between 2, 05–1,73 Ga

№	Час млрд р.	Західна частина УЩ			Центральна частина УЩ		
		Етап Зони розломів	тип	σ_1 σ_3	Етап Зони розломів	тип	σ_1 σ_3
1	2,05	Умансько-Новоград-Волинський	тр/тенс	301/00 31/00	Херсон-Смоленський	тр/тенс	08/00 278/00
2	1,99	Немирівський (Лелеківський) Немирівська Суцано-Пержанська Тальновська-1 Чорнобильська	тр/пр. лівий зсув	03/00 273/00	Лелеківський (Немирівський) Лелеківська Нерубаєвсько-Лозоватська Новоукраїнська	тр/пр. правий зсув	03/00 273/00
		Сарненсько-Варварівська Хмельницька Подільська	правий зсув		Глодоська Мар'ївська	лівий зсув	
3	1,95	?			Кіровоградський Кіровоградська Новокозаківська Новопавлівська	тр/пр. правий зсув	49/00 319/00
4	1,85–1,80	Суботсько-Мошоринський Звездаль-Заліська Поліська	тр/тенс правий зсув	315/00 45/00	Суботсько-Мошоринський Суботсько-Мошоринська	тр/тенс правий зсув	315/00 45/00
					Девладівська Смілянська Бобринецька Конкська		
5	1,75	Коростенський (уявний)	розтяг	333/00 63/00	Корсунський (уявний)		

З усієї цієї системи напружено-деформованих станів і кінематичних характеристик випадає умансько-новоград-волинський етап, чітко визначене поле напружень якого не узгоджується ні з попередніми, ні з подальшими полями, хоча воно охоплює майже всю західну частину щита – від Бузького до Волинського мегаблоків. Якщо припустити, що 2,05 млрд років тому західна і центральна частини щита були квазімонолітною структурою, а поле $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$ виникло спонтанно через поворот головних осей на 67° щодо поля одновікового херсон-смоленського етапу (рис. 5, варіант 1), тоді в цьому полі повинна була б сформуватися відповідна система зон розломів з простяганням $340-350^\circ$ та $70-80^\circ$, якої у західній частині саме для цього часу практично немає (рис. 1).

На основі цього робимо висновок, що на умансько-новоград-волинському етапі відбувся

поворот проти годинникової стрілки західної частини УЩ щодо центральної на 67° у полі напружень херсон-смоленського етапу (рис. 5, варіант 2), а поле $\sigma_1 - 301/00$, $\sigma_3 - 31/00$ є уявним. Переміщення Уманського, Новоград-Волинського гранітних масивів і Летичівської зони розломів, а також величина зміщення на північ західного берега Тальнівської зони розломів були ≤ 150 км.

Практична значущість

Звичайно, запропонована модель до певної міри гіпотетична, оскільки ґрунтується на малій кількості гранітоїдних масивів західної частини УЩ, вивчених тектонофізичними методами. Сьогодні впевнено можна лише вважати, що 2,02–2,05 млрд років тому західні мегаблоки (на захід від ГШЗ) становили монолітну групу.

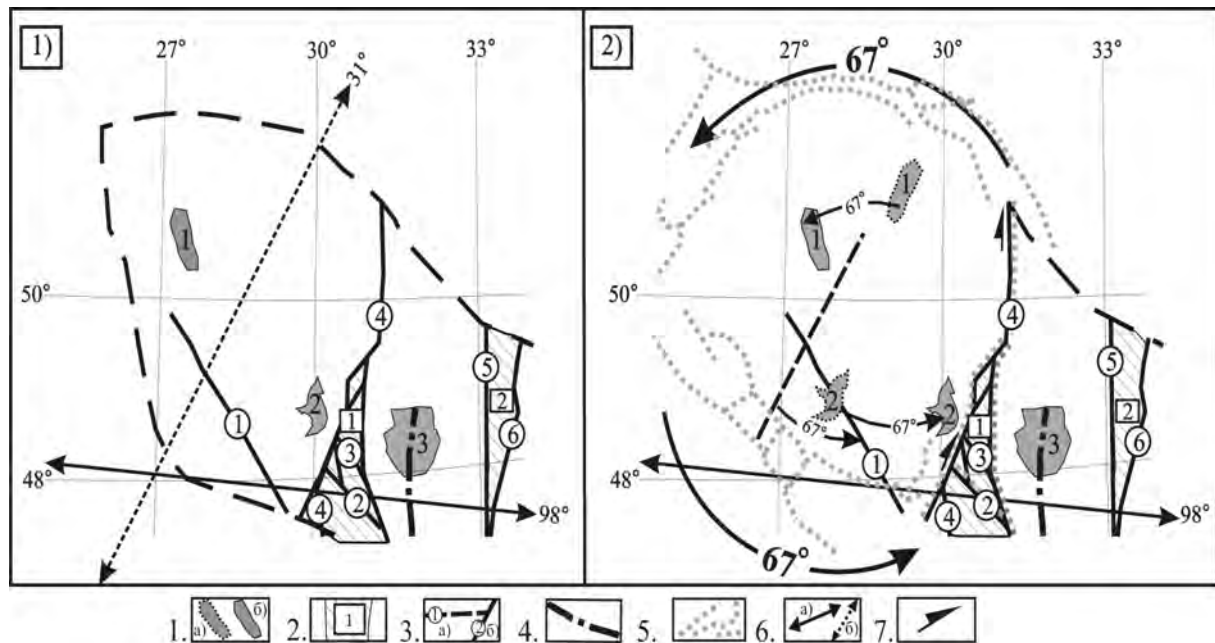


Рис. 5. Два варіанти геодинамічного процесу в межах району досліджень 2,02–2,05 млрд років тому за тектонофізичними даними:

1) зміна орієнтації осей головних нормальних напружень в межах західної частини УЩ на 67° ; 2) поворот західної частини УЩ на 67° проти годинникової стрілки. Умовні позначення: 1 – гранітоїдні масиви (а – початкове положення, б – сучасне положення). Цифри на масивах 1 – Новоград-Волинський масив, 2 – Уманський масив, 3 – Новоукраїнський масив); 2 – шовні зони (1 – Голованівська, 2 – Інгулецько-Криворізька); 3 – номери зон розломів (а – початкове положення, б – сучасне положення); 4 – міжрегіональний тектонічний шов Херсон–Смоленськ; 5 – контури Північно-Українського тектоноцентра, за [Гинтов, 1978]; 6 – вісь напружень σ_3 (етап деформування): а – Херсон-Смоленський, б – Новоград-Волинський, Уманський); 7 – правий зсув

Fig. 5. Two versions of geodynamic processes within the study area 2,02–2,05 Ga tectonic data: 1) changing the orientation of the main axes normal stresses within the western part of the Ukrainian shield 67° ; 2) Rotate the western part of the Ukrainian shield 67° counterclockwise. Legend: 1 – granitoids massif (a – initial position, b – modern position). The numbers on the massif: 1 – Novograd-Volun's'k, 2 – Uman', 3 – Novoukrains'k massif); 2 – Suture zone (1 – Golovanevs'k, 2 – Ingulets'k-Krivorozhsk); 3 – Numbers fault zones (a – initial position, б – modern regulations); 4 – Kherson–Smolensk fault zone; 5 – North contours Ukrainian tectonic center [Gintov, 1978]; 6 – axis stress σ_3 (stage deformation): (a) Kherson-Smolensk, b) Novograd-Volun's'k, Uman'); 7 – right-lateral shear

Для підтвердження та уточнення запропонованої моделі необхідні ще масштабніші тектонофізичні вивчення гранітоїдних комплексів віком 2,05–2,02 млрд років. Проте ця модель несподівано добре узгоджується з контурами Північно-Українського тектоноконцентра, який виділив за геофізичними даними О. Б. Гинтов ще у 1978 р. [Гинтов. 1978] (рис. 5, варіант 2).

Результати виконаних робіт повертають дослідників до вивчення тріщинуватості гірських порід для її використання у розв'язанні геодинамічних задач.

Висновки

1. Зіставлення тектонофізичних характеристик західної та центральної частин УЩ показує, що одновікові (2,02–2,05 млрд років тому) поля тектонічних напружень під час формування Уманського, Новоград-Волинського (західна частина) і Новоукраїнського (центральна частина) масивів різко відрізняються за орієнтацією головних осей (на 67–68°).

2. У західній частині УЩ відсутня система зон розломів, яка мала утворитися в регіональному полі тектонічних напружень σ_1 – 301/00, σ_3 – 31/00, якщо б воно існувало під час формування гранітоїдів Уманського і Новоград-Волинського масивів. Звідси впливає висновок, що це поле тектонічних напружень, мабуть, є уявним і зумовлене поворотом західної частини щодо центральної на 67–68° проти годинникової стрілки.

3. Тектонофізичні дані також показують, що в межах центральної частини щита в період 2,45–1,73 млрд років тому значних диференціальних поворотів не було, хоча відбувалися процеси розтягу та стиску.

4. У період 1,99 млрд років тому західна і центральна частини УЩ виступають вже як квазімонолітна структура, що підтверджує Центральна зона розломів, яку виділили геофізики, яка проходить через Коростенський плутон, Росинський мегаблок і з'єднується з Лелеківською зоною на південному сході, утворюючи єдину зону. Однак, оскільки Центральна зона перекрита гранітоїдами коростенського і корсунь-новомиргородського комплексів, нині важко говорити, наскільки вона деформована внаслідок розтягу, за якого сформувався Корсунь-Новомиргородський плутон.

Література

Геохронологія раннього докембрія Українського щита. Протерозой / под ред. Н. П. Щербака. – Киев: Наукова думка, 2008. – 240 с.
Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины. – Киев: Феникс, 2005. – 572 с.

Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на разных этапах ее развития. – Киев: Наук. думк, 1978. – 164 с.
Гинтов О. Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита – новые данные и следствия // Геофиз. журн. – 2014. – Т. 36. № 1. – С. 3–18.
Гинтов О. Б., Пашкевич И. К. Тектонофизический анализ и геодинамическая интерпретация трехмерной модели Украинского щита // Геофиз. журн. – 2010. – Т. 32. № 2. – С. 3–24.
Гинтов О. Б., Мычак С. В. Взбросы и надвиги в земной коре Кировоградского рудного района и связь с ними уранового оруденения // Геофиз. журн. – 2012. – Т. 34, № 3. – С. 84–91.
Гинтов О. Б., Мычак С. В. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80–1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов // Геофиз. журн. – 2014. – Т. 36. № 4. – С. 24–36.
Гинтов О. Б., Мычак С. В. Напряженные состояния и деформации земной коры центральной части Ингульского мегаблока по материалам тектонофизического изучения Новоукраинского массива // Геофиз. журн. – 2011. – Т. 33, № 2. – С. 28–45.
Исай В. М. Реологические свойства консолидированной коры и некоторые закономерности разломообразования (на примере Украинского щита) // Геофиз. журн. – 1989. – Т. 11, № 3. – С. 40–52.
Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. – Киев, 2013. – 500 с.
Козлов Г. Г. Свешников К.И. Гранитоидные формации междуречья Тетерев-Случь // Геологический журнал. – 1985. – Т. 45, № 2. – С. 58–66.
Цымбал С. Н., Шумлянський Л. В., Степанюк Л. М. Возраст щелочно-ультраосновных пород горнощитового и гранитоидов шереметовского комплексов северо-западной части Украинского щита. Геохронология и геодинамика раннего докембрия (3,6–1,6 млрд лет) евразийского континента // Сборник тезисов Международной научной конференции, посвященной 90-летию академика НАН Украины Н. П. Щербака. – Киев, 16–17 сентября 2014 г.
Bogdanova S., Gintov O., Kurlovich D., Lubnina N., Nilsson M., Orlyuk M., Pashkevich I., Shumlyansky L., Starostenko V. 2012. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent

Columbia (Nuna). *Lithos* 174, 196–216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
Elming, S.-A., Mikhailova, N. P., and Kravchenko, S. 2001, Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields: *Tectonophysics*, v. 339, p. 19–38, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00032-4.

Mogi K. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow / K. Mogi // *Bull. Earthquake Res. Inst.* – 1966. – 44. – P. 215–232.

С. В. МЫЧАК

Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины, ул. Палладина, 32, Киев, Украина, 03680, тел. + 38 (044) 4246156, эл. почта: Mychak_S@ukr.net

ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД УМАНСКОГО, НОВОГРАД-ВОЛЫНСКОГО И НОВОУКРАИНСКОГО МАССИВОВ В ПЕРИОД 2,02 – 2,05 МЛРД ЛЕТ НАЗАД ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цель. Литосфера Украинского щита (УЩ) представлена мозаикой мегаблоков, которые в разное время имели различную конфигурацию и, вероятно, в раннем архее принадлежали к разным микроконтинентам. В настоящее время существуют различные, не связанные между собой, модели геодинамического развития северо-западной (Волынский, Бугский, Росинский мегаблоки) и центральной (Ингульский мегаблок) частей УЩ. Поэтому пока невозможно построение общей модели геодинамического развития в протерозое всей западной части щита, которая имеет большое значение для решения вопросов палеогеодинамики докембрия. С этой целью проведены исследования структуры горных пород и полей напряжений в пределах западной и центральной частей УЩ, служащих основой для установления характера и направления сил, которые привели к формированию геологического строения региона в период 2,02–2,05 млрд лет назад. Обосновано представление о вращении в этот период западной части щита относительно центральной против часовой стрелки. **Методика.** Используются структурно-парагенетический (СПМТ) и кинематический (КМТ) методы тектонофизики, которые в большинстве случаев могут применяться в комплексе. Это позволяет расширить временной отрезок, в течение которого происходили деформационные процессы в исследуемом районе. **Результаты.** По результатам тектонофизического изучения трещиноватости Уманского, Новоград-Волынского и Новоукраинского массивов, возникшей при их охлаждении 2,02–2,05 млрд лет назад, был рассмотрен вопрос кинематики западной части УЩ. Установлено, что региональное поле тектонических напряжений западной части щита с действующей осью растяжения северо-восточной ориентации является, скорее всего, мнимым, так как в пределах региона отсутствует система разломов, которая должна была сформироваться в этом поле. Более вероятно, что трещиноватость горных пород западной части щита формировалась в поле напряжений с действующей осью растяжения северо-западной ориентации (херсон-смоленский этап), но, из-за вращения западной части на 67° против часовой стрелки ~ 2,0 млрд лет назад, в настоящее время поле восстанавливается как северо-восточное. Восстановлено также единое палеополе тектонических напряжений для немировского и лелековского этапов разломообразования (1,99 млрд лет). **Научная новизна.** Показано, что к рубежу ~ 2,0 млрд лет назад УЩ еще не был полностью консолидированной структурой и отдельные его мегаблоки могли поворачиваться друг относительно друга. **Практическая значимость.** Результаты выполненных работ возвращают исследователей к изучению трещиноватости горных пород для ее использования в решении геодинамических задач.

Ключевые слова: деформации; зоны разломов; геодинамика; Украинский щит; гранитоидные массивы.

S. V. MYCHAK

Institute of Geophysics. SI Subbotin NAS Ukraine, av. Palladin, 32, Kyiv, Ukraine, 03680, Tel. + 38 (044) 4246156, e-mail: Mychak_S@ukr.net

DEFORMATIONS ROCKS UMAN, NOVOGRAD-VOLYNSK AND NOVOUKRAINSK MASSIF BETWEEN THE 2,02 – 2,05 GA TEKTONIC RESEARCH

Purpose. Lithosphere Ukrainian shield (US) presented of the mosaic blocks that have a different configurations in a different times and belong to different continental fragment in early Archaean probably. Geodynamic models are exist in the present time of the northwestern (Volyn, Bug, Rosinsk blocks) and central (Ingul block) parts of the US that are not related. Construction of a common model geodynamic development of the entire western part of the US is not yet possible in the Proterozoic that is important to solve paleogeodynamic

issues in the Precambrian. The field work of the studies the structures of the crust and stress fields was acquired within the western and central parts of the US. Stress fields serve as the basis for establishing the nature and direction of the forces that led to the formation of structure of the crust in the region between 2.02–2.05 Ga. To substantiate the idea of rotation of the western part of the central board counterclockwise in the time interval 2.02–2.05 Ga. **Methodology.** Applied structural and paragenetic (SPMT) and kinematic (KMT) methods tectonic, which in most cases can be used in combination. This allows to extend the time period during which the deformation processes occurring in the study area. **Results.** Kinematic of the western part of the US was investigate as a result of the tectonophysical study of the fracturing Uman', Novograd-Volyn, Novoukainka massifs by their cooling 2.02–2.05 Ga. It is found that the regional tectonic stress field of the western part of the shield with the current axis stretching north-east orientation is most likely imaginary, as within the region there isn't system faults, which should have been formed in this field. It is more likely that the fracture of rocks western part of the shield formed in the stress field acting axis stretching north-west orientation (kherson-smolensk stage), but due to the rotation of the western part of 67° counterclockwise ~ 2.0 Ga, now restored as a field northeast. Unified palaeo field of the tectonic stresses has restored for nemirovsk and lelekovsk stages. **Originality.** It is shown that the US had not fully consolidated structure and some of it's blocks could return relative to each in ~ 2,0 Ga. **Practical significance.** The results of field work contribute to the study of rocks fracturing for use in solving geodynamic problems.

Key words: deformations; faults zones; geodynamics; Ukrainian shield; granitoids massif.

REFERENCES

- Geohronologiya rannego dokembriya Ukrainskogo schita. Proterozoi* [Geochronology of the Early Precambrian of the Ukrainian shield. Proterozoic]. Kyiv, *Naukova Dumka*, 2008, 240 p.
- Gintov O. B. *Polevaya tectonofizika i ee primenenie pri izuchenii deformaziy zemnoy kori Ukrainy* [Field tectonophysics and its application in the study of crustal deformation of Ukraine.] Feniks. Kiev. 2005. 572 p.
- Gintov O. B. *Struktury kontinentalnoy zemnoi kory na raznuh etapah ee razvitiya* [The structure of the continental crust at different stages of its development]. Kiev, *Naukova dumka – Kyiv, Naukova Dumka*, 1978, 162 p.
- Gintov O. B. *Shema periodizacii etapov razlomoobrazovania v zemnoy kore Ukrainskogo shita – novye dannye I isledovaniya* [The scheme of periodization phases of faulting in the crust of the Ukrainian Shield – the new data and investigation.] *Geofizicheskii zhurnal – Geophysical Journal*, 2014, vol.36. no. 1. pp. 3–18.
- Gintov O. B., Pashkevich I. K. *Tectonofizicheskiy analiz i geodinamicheskaya interpretaziya trehmernoy modeli Ukrainskogo shita* [Tectonophysical analysis and geodynamic interpretation of three-dimensional model of the Ukrainian shield] *Geofizicheskii zhurnal – Geophysical Journa*, 2010, vol.32. no. 2. pp. 3–24.
- Gintov O. B., Mychak S. V. *Vzbrozy I nadvigi v zemnoy kore Kirovogradskogo rudnogo rayona i svyaz' s nimi uranovogo orudneniya* [Reverse faults and thrusts in the crust of the Kirovograd ore district and bond with them uranium mineralization] *Geofizicheskii zhurnal – Geophysical Journal*, 2012, vol.34. no. 3. pp. 84–91.
- Gintov O. B., Mychak S. V. *Kinematika formirovaniya Ukrainskogo shita v period 1, 80 – 1,73 mlrd let nazad po rezultatam izychenia treshinovatosti gornyh porod Korostenskogo i Korsun'-Novomirgorodskogo plutonov* [Kinematics of the formation of the Ukrainian shield in the period 1, 80 – 1.73 Ga as a result of the study of fracturing rocks Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons] *Geofizicheskii zhurnal – Geophysical Journal*, 2014, vol.36. no. 4. pp. 24–36.
- Gintov O. B., Mychak S. V. *Napryajennye sostoyania i deformacii zemnoi kory centralnoy chasti Ingulskogo megabloka po materialam Tectonofizicheskogo izucheniya Novoukrainskogo massiva* [The stress state and deformation of the crust of the central part of the Ingul block materials tectonophysical study Novoukrainsk massif]. *Geofizicheskii zhurnal – Geophysical Journal*, 2011, vol.33. no. 2. pp. 28–45.
- Isai V. M. *Reologicheskie svoistva konsolidirovannoi koru i necotorue zakonomernosti razlomoobrazovaniya (na primere Ukrainskogo shita)* [The rheological properties of the crust and some faulting patterns (for example, the Ukrainian shield)]. *Geofizicheskii zhurnal – Geophysical Journal*, 1989, vol.11. no. 3. pp. 40–52.
- Kirovogradskiy rudnyi rayon. Glubinnoe stroenie. Tectonofizicheskiy analiz. Mestorojdenie poleznuh iskopaemuh [Kirovograd ore district. Deep structure. Tectonophysical analysis. Deposits of ore minerals]. Prostye ludy, Kiev, 2013, 500 p.

- Kozlov G. G. Svechnikov K.I. Granitoidnye formazii mejdurechya Teterev-Sluch [Granitoid formation interfluve Teterev – Sluch]. *Geologicheskii zhurnal – Geology journal*, 1985, vol.45. no. 2. pp. 58–66.
- Cimbal S. N., Shumlanskiy L. V. Stepanuk L. M. Vozrast shelochno-ultraosnovnyh porod gorodnickogo I granitoidov sheremetovskogo kompleksov severo-zapad chasti Ukrainskogo shieta. Geohronologiya I geodynamika rannego dokembriya (3,6–1,6 mlrd let) evroziiskogo kontinenta [Age alkaline – ultramafic rocks and granitoids Gorodnitski sheremetovskogo complexes north-western part of the Ukrainian shield. Geochronology and geodynamics of the Early Precambrian (3,6–1,6 billion years) Eurasian continent] *Sbornik tezisov mejdunarodnoi konferencii, 90 letie akademika Sherbaka NAN Ukrainy*. [Collection of abstracts of the International Scientific Conference on the 90th anniversary of academician of NAS of Ukraine Shcherbaka] Kiev, 2014, pp. 16–17.
- Bogdanova S., Gintov O., Kurlovich D., Lubnina N., Nilsson M., Orlyuk M., Pashkevich I., Shumlyanskyy L., Starostenko V. 2012. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). *Lithos* 174, 196–216. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.002>.
- Elming, S. A., Mikhailova, N. P., Kravchenko, S. 2001, Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields: *Tectonophysics*, v. 339, p. 19–38, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00032-4.
- Mogi K. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. K. Mogi. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 1966, no.44, pp. 215–232.

Надійшла 15.12.2014 р.