

ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.24.548:242.7:248(477)

Олексій БАРТАЩУК¹, Василь СУЯРКО²

¹Український науково-дослідний інститут природних газів, Гімназійна наб., 20, Харків, 61010, Україна, тел. +38(098)0893974, ел. пошта: alekseybart@gmail.com, <https://orchid.org/0000-0001-7831-6134>.

²Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, кафедра мінералогії, петрографії та корисних копалин, майдан Свободи, 4, м. Харків, 61022, Україна, тел. +38(067)9133123, ел. пошта: vgsuyarko@gmail.com, <https://orchid.org/0000-0002-3693-4767>.

<https://doi.org/10.23939/jgd2021.01.025>

ГЕОДИНАМІКА ФОРМУВАННЯ ПЕРЕХІДНОЇ ЗОНИ МІЖ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЮ ЗАПАДИНОЮ І ДОНЕЦЬКОЮ СКЛАДЧАСТОЮ СПОРУДОЮ. ТЕКТОНІЧНІ РЕЖИМИ І КІНЕМАТИЧНІ МЕХАНІЗМИ ІНВЕРСІЇ

Мета. В статті вивчалися тектонічні режими та кінематичні механізми тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецької западини та Західно-Донецького грабена. **Методика.** Використовувалася оригінальна методика реконструкції полів тектонічних напруг і деформацій та тектонофізичного аналізу геоструктур. Аналітичну базу досліджень склали новітні матеріали геологічного картування, чисельного моделювання деформацій південної околиці Східноєвропейської платформи та зіставлення модельних і відновлених полів напруг. Результати. В геодинамічній обстановці інтерференції внутрішньоплатформного субмеридіонального колізійного стискання з регіональним горизонтально-зсувним полем напруг інверсійні деформації рифтогенної структури відбувалися у підкидо-насувному та зсувному режимах. Це зумовило значні горизонтальні рухи геомас осадкових порід, деформаційну складчастість з утворенням трьох інверсійних поверхів – пізньогерцинського (заальсько-пфальського), ранньоальпійського (ларамійського) та пізньоальпійського (аттичного). В них сформовано структурні ансамблі лускатих тектонічних покривів поперечного витискання геомас від осьової до бортових зон, складчастих покривів поздовжнього насування з боку Донецької складчастої споруди та протяжних лінійних анти- і синформ, простягання осей яких орієнтовано ортогонально до напрямку насування геомас. Спільно вони складають тіло сегменту тектонічного вклинювання геомас, що виділено у складі покривно-складчастої системи тектонічного насування регіонального масштабу. Особливістю тектонічного каркасу сегменту є криволінійність площин магістральних насувів, що його обмежують, та дрібніших насувів оперення, які контролюють складчасті покриви насування. Зміна простягання насувів з північно-західного напрямку на території Західно-Донецького грабена на західний на крайньому південному сході западини обумовлена вторгненням сегменту тектонічного вклинювання. Свідченням суттєвих горизонтальних переміщень осадкових геомас в межах геоблоків є вигинання осей прирозломних анти- та синформ з тенденцією прилаштування осей складок до простягання насувів. зумовило вторинні деформації лінійних складчастих форм. Через витискання геомас від зони максимального стискання в осьовій частині грабена у зони геодинамічної тіні в межах Орільської улоговини та бортів грабену, в умовах обмеженого геологічного простору перехідної зони сформувалася Західно-Донецька покривно-складчаста тектонічна область. Наукова новизна. Створено оригінальну структурно-кінематичну модель тектонічної інверсії Західно-Донецького грабену. Механізм інверсії, завдяки якому рифтогенна структура зруйнована складчастими деформаціями платформного орогенезу, зумовлений тиском мегаблоку – «тектонічного штампу» Донецької складчастої споруди. Під його впливом у грабені сформувався сегмент тектонічного вклинювання, який діагностовано ороклином поперечного висування підсувного типу. Тіло ороклину утворюють ешелоновані, кулісно зчленовані ансамблі антиклінальних підкидо-складок, синкліналей та лускатих покривів насування. У форланді ороклину висування утворилися геодинамічні смуги нагнітання, де сформувалися складчасті зони витискання геомас, які складаються із кулісно зчленованих підкидо-антикліналей. У вершині ороклину, на закінченнях динамічно спряжених магістральних насувів, сформоване передове тектонічне віяло стискання. В тилу тектонічного ороклину, в гінтерланді покривно-складчастої системи на корінні складчастих покривів насування утворені тектонічні сутури. Практична значущість. Розробка структурно-кінематичної моделі тектонічної інверсії Західно-Донецького грабену дасть змогу удосконалити геодинамічну модель тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецького палеорифту, на підставі чого коригуватимуться регіональні схеми тектонічного та нафтогазо-геологічного районування.

Ключові слова: Дніпровсько-Донецький палеорифт, Дніпровсько-Донецька западина, Західно-Донецький грабен, тектонічна інверсія, кінематичний механізм, мегаблок-тектонічний штамп, ороклин поперечного висування, передове тектонічне віяло стискання, геодинамічні зони витискання та нагнітання геомас.

Вступ

Існує декілька теоретичних концепцій щодо природних механізмів пострифтових складчастих деформацій Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та Донецької складчастої споруди (ДСС). Нижче розглянемо зміст основних моделей тектонічної інверсії рифтогенної структури.

Згідно моделі «тектонічного коливання кори» [Михалев, Бородулин, 1976], інверсійна складчастість ДСС формувалася під впливом вертикальних зворотно-поступальних тектонічних рухів, що їх одночасно зазнали два оточуючих ДДЗ кристалічних масиви – Воронежська антекліза та Український щит (УЩ). Деформації рифтогенної структури розглядаються в геодинамічних умовах тангенціального стискання, проте вплив горизонтально-зсувної компоненти на структуроформування при моделюванні не оцінено.

«Унікальна індукційна» модель реалізується лише за рідкісних геологічних умов інтерференції регіональних геотектонічних структур, що перетинаються [Майданович, Радзивилл, 1984]. Ця геотектонічна модель пояснює тектонічну інверсію ДСС її винятковою тектонічною позицією у складі Східноєвропейської платформи (СЄП). Вона полягає в її специфічному розташуванні у тектонічному вузлі перетину двох «планетарних» надглибинних розломних зон літосфери, які залягають в підвалинах Великодонбаського прогину та Степного валу. Сприятливі умови для формування інверсійної складчастості Донбасу вбачаються в тому, що останній, починаючи з карбону, являв собою рухомий пояс з тенденцією до здіймання. Отже, його тектонічна активізація могла ініціювати наведені вертикальні тектонічні рухи, що зумовили тектонічну інверсію східної частини Дніпровсько-Донецького палеорифта (ДДП).

Згідно з «магματοгенною» моделлю [Милановський, Никишин, 1991], тектонічну активізацію та інверсійну складчастість спричинило впровадження у земну кору під ДДП мантійного осередка та наступне його охолодження. Причому, на початковому етапі, в кіммерійську епоху, цей магματοген зумовлював її «термонапружений стан», а в альпійську епоху його охолодження та викликана цим релаксація тектонічних напружень зумовили деформаційне структуроформування.

У відповідності до «фізико-хімічної» моделі тектонічної інверсії [Корчевагин, Емец, 1987, Корчевагин, Рябоштан, 1987], механізм складчастості ДСС вбачається у структурно-речовинних перетвореннях глинистих порід осадової товщі. Вони зумовлюють загальне об'ємне розширення осадової товщі, що викликає наступну компенсацію напружень у формі деформаційного структуроформування. Ця модель може реалізовуватися лише в умовах регіонального метаморфізму осадового чохла, що не розвинутий в межах рифтогенної структури.

«Мембранною» геотектонічною моделлю [Лукинов, Пимоненко, 2008] передбачено, що механізм

рифтогенезу та інверсійної складчастості у ДДП визначали так звані мембранні напруження у земній корі [Turcotte, 1974]. Вони вважаються достатніми для розриву і розсуву холодної консолідованої літосфери на етапі рифтингу та її наступного деформування при стисканні з формуванням складчастих форм на етапі тектонічної інверсії. Модель є уможливленою через недостатнє обґрунтування геологічними даними.

У відповідності до моделі «тектонічного всування» [Істомін, 1996], ДСС вважається передовою складчастою геоструктурою Кримсько-Північно-кавказського герцинського орогену, що охоплює також і вал Карпинського. Формування складчастого Донбасу вважається результатом всування частини передових складок орогену у «тектонічну затоку» між південно-східним схилом Воронежської антеклізи та Приазовсько-Ростовським виступом УЩ. Деформації осадового чохла розглядаються лише в геодинамічних умовах тангенціального стискання, проте визначальний вплив горизонтальних рухів геомас осадових порід на механізм тектонічної інверсії в моделі не оцінено.

У відповідності до «басейнової моделі» [Стовба, 2008], інверсійні процеси у ДДП пов'язуються з розтягненням земної кори в карбоні і пермі та наступним стисканням наприкінці мезозою, що не має жодного фактичного підтвердження за даними реконструкції полів напружень Донбасу [Корчевагин, Рябоштан, 1987; Корчевагин, Емец, 1987; Дудник, Корчевагин, 2004; Копп, Корчевагин, 2010].

Доволі логічною, ґрунтованою на даних реконструкції та чисельного моделювання полів тектонічних напружень є «індукційно-резонансна» модель [Гончар, 2019]. Згідно з нею, тектонічну інверсію та деформаційне структуроформування в межах ДДП зумовлювали резонансні деформаційні процеси під впливом територіально віддалених індуктивних тектонічних джерел. На етапах платформної тектонічної активізації земна кора палеорифту розглядається ослабленою внутрішньо-плитною зоною концентрації міжплитних деформацій [Леонов, 2012]. Тому тип наведених деформацій в межах рифтогенного басейну, розташованого в тилу компресійного орогену, визначався характером взаємодії тектонічних плит на активних околицях СЄП. Через це фази складчастості і викликана ними тектонічна інверсія ДДЗ та Донбасу відображають достатньо віддалені просторово колізійні деформаційні процеси пізньогерцинського, кіммерійського та альпійського орогенезу.

У другій статті трилогії на підставі тектонофізичної інтерпретації новітніх матеріалів геокартування території Західно-Донецького грабена (ЗДГ), реконструкції полів напружень та чисельного моделювання деформацій південної околиці СЄП, з врахуванням моделей інверсійного структуроформування попередників, зроблено спробу реконструювати кінематичні механізми тектонічної інверсії рифтогенної структури ДДП.

Аналіз попередніх досліджень

Більшість дослідників вважається, що прогресування інверсійного підйому Донбасу і його подальша структурна еволюція в якості ДСС відбувалася в режимі тангенціального стиснення, викликаного колізійним стресом з боку пізньопалеозойського орогену Кавказа [Хаин, 1976]. Пізньогерцинські колізійні події і тектонічні рухи на південній околиці СЄП розглядаються проявом «великої колізії» між Африкою та Європою [Геологическая история..., 1993], або результатом приєднання декількох мікроконтинентів до СЄП без зіткнення цих плит [Зоненшайн и др., 1990], або пояснюються режимом правобічної транстенсії [Стовба, Стіфенсон, 2000], що найменш ймовірно для реконструйованих попередниками геодинамічних обстановок в межах ДДЗ та Донбасу [Корчемагин, Рябоштан, 1987; Корчемагин, Емец, 1987; Дудник, Корчемагин, 2004].

За даними реконструкції полів тектонічних напруг Донбасу [Корчемагин, Рябоштан, 1987; Корчемагин, Емец, 1987; Дудник, Корчемагин, 2004; Копп, Корчемагин, 2010; Копп, Колесниченко и др., 2017;] та зіставлення модельних і реконструйованих полів напруг [Гончар, 2019], початок тектонічної інверсії і закладання складчастості на території ДДЗ та ДСС припадає на кінець ранньої пермі – заальську та пфальську фази пізньогерцинського етапу орогенезу. Приймається, що на початковому етапі інверсійні деформації відбувалися за моделлю косої лівобічної колізії під впливом орогенічних рухів північного фронту колізійного орогену, сформованого на активній плиті

в межах Палеотетису [Казьмин, Тихонова, 2005]. У тілі Сарматської плити ця колізійна подія зумовила формування поля напруг тангенціального стиснення північно-східного напрямку (рис. 1).

Мезозойські та кайнозойські тектонічні рухи, які призвели до прогресування режиму колізійного стиснення, ускладнення герцинської складчастості та утворення деформаційних структурних ансамблів правобічної кінематики, розглядаються слідством колізійних процесів в Чорноморсько-Кавказькому сегменті компресійного орогена Палеотетис [Анциферов и др., 2004; Гинтов, 2005; Копп и Корчемагин, 2010; Meyers, et al., 2010; Копп и др. 2017]. Ці орогенічні процеси зумовили формування поля напруг тангенціального стиснення північно-західного напрямку (рис. 1).

Вважається, що структура земної кори палеорифту на неотектонічному етапі геологічної еволюції продовжує розвиток у геодинамічних умовах поєднання загального глибинного колізійного стиснення та приповерхневого розтягнення у регіональному горизонтально-зсувному полі напруг [Барташук, 2021]. Причому, режим глибинного стиснення у фанерозойській геохронології зумовлювався колізійними геодинамічними процесами взаємодії активних плит та орогенічних поясів на північній околиці палеоокеану Тетіс, вторгненням на пізньому етапі рифтогенезу гарячого мантійного астеноліту та підйомом підшови літосфери з її наступною структурно-речовинною переробкою [Natal'in, Sengor, 2005; Stampfli, Borel, 2002].

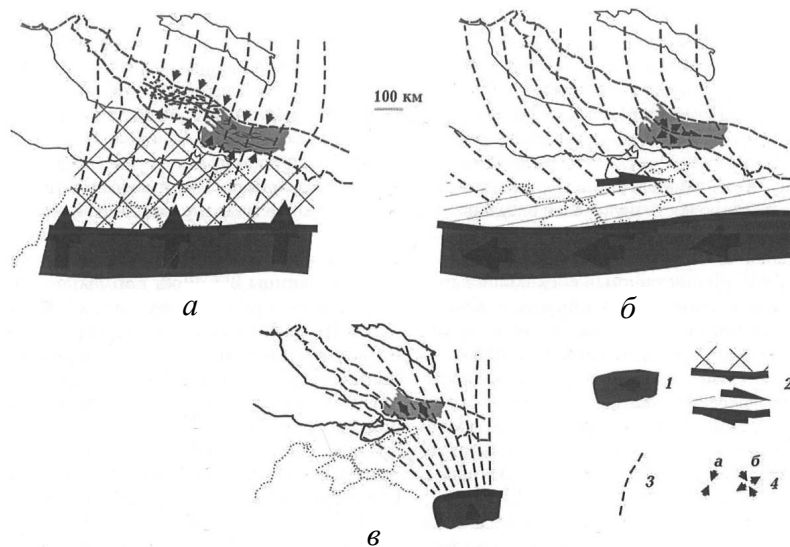


Рис. 1. Схеми геодинамічних режимів тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецького палеорифту, згідно [Гончар, 2019]: а – колізійний режим початкового етапу інверсії; б – локальна транстенсія в режимі правобічного зсування головного етапу інверсії; в – схема індукційного впливу віддаленого колізійного орогену. Умовні позначення: 1 – рухома зона активної околиці Тетіс; 2 – деформаційні обстановки: зверху – колізійні, знизу – право-зсувні деформації; 3 – модельні траєкторії напруг стиснення; 4 – режими: а – тангенціального стиснення; б – горизонтально-зсувного деформування

На другому етапі тектонічної інверсії, у мезозої та кайнозої, на території палеорифту сформувалося зсувне поле правобічної кінематики рухів з перемінною тангенціальною стискальною складовою, у якому переважали горизонтально-зсувні деформації з формуванням структурних парагенезів правобічного зсування (рис. 1). Прогресування деформації загального стискання викликало структурні ускладнення герцинських складчастих форм.

У попередній статті на фактичних матеріалах геокартування території перехідної зони між ДДЗ та ДСС виявлено природний геологічний феномен поздовжнього тектонічного насування геомас осадових порід від ДСС на північний захід – в напрямку ДДЗ [Барташук, Суярко, 2020]. Показано, що структурним наслідком цього інверсійного процесу є формування системи складчастих покривів насування геомас гірських порід регіонального масштабу, яку було виділено в межах ЗДГ як Західно-Донецька покривно-складчаста тектонічна область.

Мета досліджень

Метою регіональних геотектонічних досліджень є визначення геодинамічного режиму тектонічної інверсії та природного механізму деформацій рифтогенної структури для моделювання геодинаміки формування Західно-Донецької покривно-складчастої області.

Матеріали та методи досліджень

При діагностиці кінематичного механізму інверсійних деформацій застосовувалася оригінальна методика реконструкції полів напруг і деформацій та тектонофізичного аналізу геоструктур [Барташук, 2019]. В якості аналітичного картографічного матеріалу використано порівняльну схему тектонітів герцинського, ларамійського і аттичного структурних поверхів масштабу 1:200 000 за даними геокартування [Прогноз..., 2017].

Результати досліджень

Приймається, що тектонічна інверсія ДДЗ та ДСС охоплює щонайменше три етапи. На початковому етапі інверсії рифтогенної структури, на протязі заальської та пфальської фаз пізньогерцинського тектогенезу, деформаційне структуроформування відбувалося в умовах інверсійного підйому ДСС в геодинамічному режимі транспресії. Поперечне стискання рифтогенної структури з північно-східним нахилом осі максимальних напруг стискання B_1 супроводжувалося помірним поздовжнім розтягом структури ЗДГ у насувному та зсувному режимі з невеликою лівобічною складовою [Копп, Корчемагин, 2010; Копп, Колесниченко і др., 2017]. Нахил осі середніх напруг стискання B_2 в західних і північно-західних румбах викликав горизонтальні переміщення геомас осадових порід у бік менш стиснутої території западини. Це є свідченням того, що рифтогенна структура зазнавала інверсійних

складчастих деформацій у геодинамічному режимі інтерференції загально-плитного колізійного стресу з регіональним горизонтально-зсувним полем напруг перемінної кінематики [Барташук, Суярко, 2019].

На початковому етапі тектонічної інверсії, в осьовій зоні грабену, в тектонічному полі інтенсивних горизонтально-зсувних деформацій, зароджувалися численні поверхні тектонічного зриву і утворювалися ешелони підкидів та насувів (рис. 2). Спільно вони сформували окрему герцинську насувну решітку, яка контролювала південно-західний напрямок горизонтальних рухів геомас осадових порід. За цим тектонічним каркасом формувалися структурні парагенези пластин-покривів насування, що значно ускладнили рифтогенну будову великих осьових структурних улоговин – Комишуваської, Бахмуцької та Кальміус-Торецької. Отже, головним напрямком тектонічного транспорту на початковому етапі тектонічної інверсії визначено південно-західний, за яким геомаси осадових порід чохла насувалися на південний борт грабену.

Внаслідок горизонтальних переміщень герцинських тектонічних блоків за решіткою насувів південно-західного напрямку рухів з амплітудами у десятки кілометрів в межах грабену сформувалася Герцинська покривно-складчаста тектонічна область. Від Південно-Донбаської меланжевої зони, сформованої одночасно на північному схилі Приазовського кристалічного масиву, вона обмежується на півдні магістральними герцинськими насувами – Котлінським та Мерцалівським північно-західного простягання та Новоселівським субширотним (див. рис. 3–6 в [Барташук, Суярко, 2020]).

Через прояв пізньогерцинських колізійних рухів та деформацій сформувалася самостійна покривно-складчаста структура Герцинського структурного поверху. Її складають антиклінальні складчасті зони північно-західного простягання в ДДЗ та лінійна підкидо-складчатість змінних напрямків простягання, протяжністю у десятки – сотні кілометрів в ЗДГ. В Лугансько-Комишуваському тектонічному районі кулісної лінійної складчастості сформувалися великі антиклінальні та синклінальні форми, такі як Головна антикліналь та дрібніші підкидо-складки північно-західного простягання. За морфолого-генетичних ознак герцинська складчастість зумовлена кінематичним механізмом поздовжнього вигину горизонтів в геодинамічному режимі транспресії, а підкидо-складки ідентифіковано природними дуплексами стискання [Sylvester, 1988].

За решіткою герцинських насувів південно-західної вергентності палеозойський комплекс насунутий на південний борт грабену (рис. 2). В тилу системи насування, в занурених частинах осьових улоговин грабену, на герцинському неаавтохтоні з різким розмивом та кутовим неузгодженням залягають решітки мезозойського чохла, що збереглися від повного розмиву. В межах Бахмуцької і Кальміус-Торецької улоговин герцинські блоки мають видовжену лускувату форму північно-західного простягання (див. рис. 3–6 в [Барташук, Суярко, 2020]).

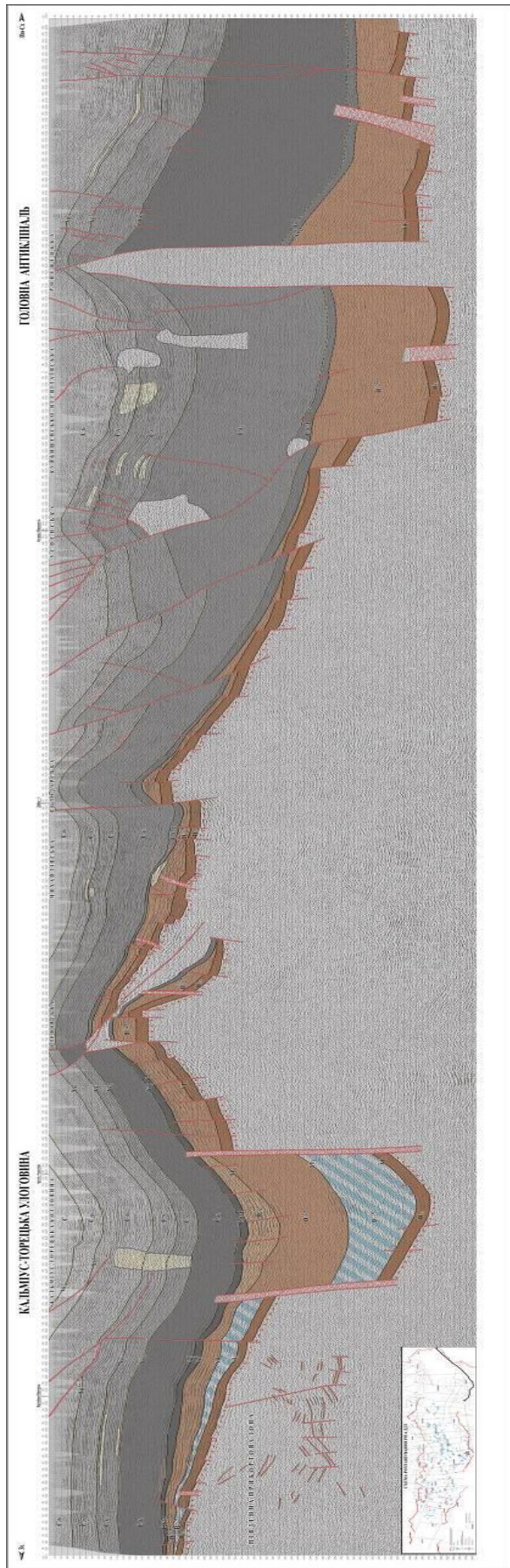


Рис 2. Сейсмозоріз за регіональним профілем Красноармійськ-Бірюкове, за матеріалами ДП «Укргеофізика» [автор Победаш, 2014].
На врізці – лінія профілю на карті

У фронтальних частинах блоків сформовані дрібні прирозломні антиклінали з крутими і короткими південно-східними крилами та протяжними і пологими північно-західними, які у тилкових частинах блоків переходять у пологі синклінали або моноклінали. У форланді системи, на крайньому південному сході ДДЗ занурення підшови мезозою у тому ж напрямку зумовлює поступовий вихід з-під розмиву та збільшення повноти розрізу мезозойського чохла. На східних схилах Орчиківської улоговини осьової зони западини покривля герцинського структурного поверху залягає вже на глибинах понад 3 км.

Отже, аналіз даних геокартування свідчить, що внаслідок процесів тектонічної інверсії з формуванням Герцинської покривно-складчастої області закладався специфічний інверсійний тектонічний стиль перехідної зони між ДДЗ та ДДС.

На головному та неотектонічному етапах тектонічної інверсії, протягом кимерійського та раньоальпійського (ларамійська фази) етапів орогенезу, колізійними рухами північного та північно-західного напрямків сформовано окремих Ларамійський структурний поверх. Через розташування в центральній частині ЗДГ ділянки концентрації осей максимального стискання північно-західної орієнтації створилися сприятливі геодинамічні умови, в яких розпочалося насування геомас осадового чохла від ДСС на північний захід – в межах ДДЗ (рис. 3).

Тектонічний каркас деформацій складається решіткою насувів з багатокілометровими амплітудами горизонтальних переміщень по них. До них належать Північно-Донецький та Дробишівський в північно-східній частині, Алмазний та Осьовий у вісьовій зоні, Самарський та Войковський в південно-західній частині грабену (див. рис. 3–6 в [Барташук, Суярко, 2020]). За ешелюваною системою ларамійських насувів відбувалися зсувні деформації герцинських первинно лінійних складчастих зон з їх фрагментацією на кулісно зчленовані гілки, та формування крупних пластин і дрібніших лусок тектонічних покривів насування. На цьому структурно-тектонічному каркасі сформувалася Ларамійська покривно-складчаста область, головним структурним елементом якої було виділено Західно-Донецький сегмент тектонічного вклинювання, будова якого розглядатиметься нижче.

На неотектонічному етапі, протягом пізньоальпійського етапу орогенезу, в аттичну фазу відбувалися інтенсивні колізійні рухи північно-західного напрямку, якими було сформовано окремих Аттичний структурний поверх. На території ДСС через пізньоальпійські рухи сформувалася Донецький кряж. В межах ЗДГ, в умовах меншої інтенсивності деформацій, за решіткою аттичних насувів в олігоцен-міоценовому осадовому чохлі

утворилися пологі пластини-покриви тектонічного насування. Головним напрямком тектонічного транспортування геомас осадових порід на двох останніх етапах визначено північно-західний, за яким покривно-складчастий мезозойсько-кайнозойський алохтон з території ЗДГ насувався на слабо дислокований герцинський неоавтохтон ДДЗ.

Порівняльний структурний аналіз різновікових решіток тектонітів підтверджує такі уявлення. Очевидно, що у новітньому полі напруг герцинську насувну решітку, за якою закладалися великі лінійні антиклінали та складчасті покриви насування, згодом було деформовано ларамійською та аттичною підкидо-насувною решіткою з істотною горизонтально-зсувною компонентою рухів. Через це в межах перехідної зони між ДДЗ та ДСС сформувалася складний перехресно-насувний структурно-тектонічний каркас (див. рис. 3–6 в [Барташук, Суярко, 2020]).

Через значні горизонтальні переміщення геомас мезозойсько-кайнозойського алохтону в умовах обмеженого геологічного простору ЗДГ відбувалося значне викривлення в плані первинно лінійних трас магістральних насувів: Північно-Донецького, Алмазного, Дробишівського, Самарського ларамійських – а згодом і альпійських – Марьєвського, Лисичанського, Хрестищенського, Ділеєвського та Новоселівського насувів (див. рис. 3–6 в [Барташук, Суярко, 2020]). Найбільш різких змін простягання площини цих структуроформуючих насувів зазнали на та флангах Західно-Донецького сегменту тектонічного вклинювання та в межах Кальміус-Торецької осьової улоговини. Причому, на північно-східному фланзі спостерігається зміна простягання Північно-Донецького, Алмазного, Дробишівського та Нового насувів з північно-західного на західне, проте на південно-західному фланзі Самарський, Котлінський, Мерцалівський, Ділеєвський та Новоселівський насуви зазнали протилежних змін простягання – з північно-західного на східне. Ці інверсійні деформації насувного каркасу зумовили відповідні флексурні вигинання осей антиклінальних та синклінальних підкидо-складок, сформованих в їх піднятих крилах, з тенденцією прилаштування до простягання їх площин. Незмінним залишилося лише північно-західне простягання насувів осьової зони – Суліно-Костянтинівського та Осьового, проте через горизонтально-зсувні деформації вони зазнали фрагментації на окремі, кулісно зчленовані гілки.

Тектонофізичний аналіз даних геокартування дозволяє зробити важливий висновок: внаслідок процесів тектонічної інверсії, з формуванням Ларамійської покривно-складчастої області утворився специфічний інверсійний тектонічний стиль перехідної зони між ДДЗ та ДДС. Проте, на відміну від рифтогенного стилю ДДЗ, якому

притаманне регіональне південно-східне занурення горизонтів платформного осадового чохла, інверсійний стиль Західно-Донецької тектонічної області характеризується зворотнім зануренням горизонтів Герцинського, Ларамійського та Аттичного складчастих структурних поверхів в північно-західному напрямку. Цей геологічний феномен можна пояснити лише збільшенням товщини осадового чохла через суттєве неседиментаційне нарощування розрізу осадової товщі алохтонними покривно-складчастими утвореннями в умовах обмеженого геологічного простору перехідної зони між ДДЗ та ДСС.

Усі виявлені структурні особливості тектонічної будови перехідної зони, що є ознаками інтенсивної деформації горизонтального зсування, покладено в основу оригінальної структурно-кінематичної моделі формування перехідної зони (рис. 4). Згідно моделі, на мезозойсько-кайнозойському етапі тектонічної інверсії загальне тектонічне транспортування геомас дислокованих осадових порід здійснювалося вздовж субширотно розташованої осі середніх напруг стискання з нахилом на північний захід. За таких обставин витискання геомас здійснювалося від надстиснутої осьової частини ЗДГ до зон геодинамічної тіні в межах Орільської улоговини ДДЗ та бортових зон грабену. Ці тектонічні рухи сприяли формуванню зсувних кулісно зчленованих підкидо-складчастих структурних парагенезів у первинно лінійних герцинських деформаційних зонах сколювання з утворенням типової покривно-складчастої системи текто-

нічного насування [Муди Д. Д., Хилл М. Л., 1960] (рис. 4, врізка б).

Згідно кінематичної моделі, тектонічний каркас Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області складається з трьох динамічно спряжених лінійних зон горизонтально-зсувного контролю субрегіонального масштабу (рис. 4). Північно-східне крило системи насування сформоване лінійною зоною кулісно зчленованих ларамійських Північно-Донецького, Алмазного і Дробішівського насувів та аттичних Маріївського, Хрещищенського, Ділеєвського і Лисичанського насувів. Центральну лінійну зону горизонтально-зсувного контролю утворюють ешелоновані куліси Осьового, південно-східної гілки Самарського та північної гілки Алмазного ларамійських насувів, та Суліно-Костянтинівського герцинського насуву. Південно-західне крило системи насування сформовано лінійною зоною кулісно зчленованих гілок Самарського та Войковського ларамійських насувів, Новоселівського, Котлінського та Мерцалівського аттичних насувів.

Спільно ці три лінійні зони виконували роль тектонічних «рейок», за якими покривно-складчастий мезозойсько-кайнозойський алохтон з боку ДСС насувався на слабо дислокований герцинський неоавтохтон південно-східної частини ДДЗ. Причому, Центральну лінійну зону ідентифіковано віссю поздовжньої симетрії, формування якої зумовило процеси тектонічного розтікання геомас осадового чохла від осьової зони грабену в протилежних напрямках – до його південного та північного бортів.

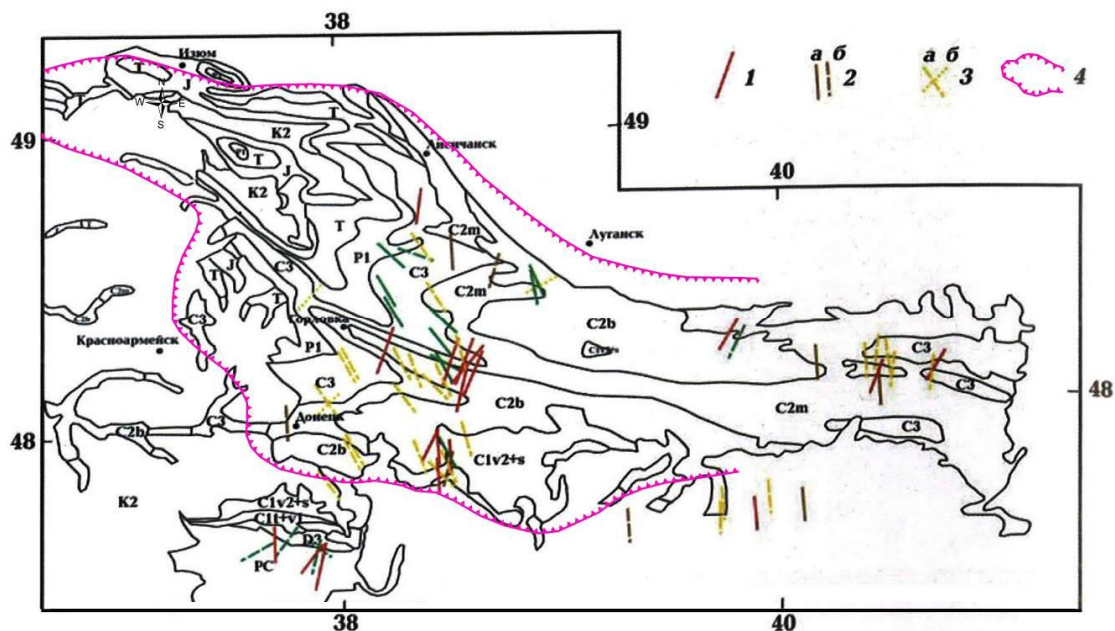


Рис. 3. Схема орієнтації осей напруг стискання на території Західно-Донецького грабену [Гончар, 2019] з доповненням.

Умовні позначення: 1–3 – орієнтація осей стискання за різними геодинамічними моделями: 1 – колізії; 2 – правобічної транспресії: а – підкидний, б – зсувний типи; 3 – правобічного зсування: а – зсувний, б – скидовий типи; 4 – межі Західно-Донецького сегменту тектонічного вклинювання

Вважаємо, що діагностовані нами структурні деформації рифтогенної будови западини були зумовлені вторгненням мегаблоку-«тектонічного штампу» ДСС. Головним структурним елементом цього штампу визначено Західно-Донецький сегмент тектонічного вклинювання осадових геомас. Найбільш ймовірним є його формування за кінематичним механізмом утворення типового «тектонічного ороклину поперечного висування підсувного типу» [Копп, 1991] (рис. 4, врізка а).

Встановлено, що тектонічні ороклини підсування, зазвичай, облямовують горстоподібні геоблоки «тектонічних штампів» складчастих споруд і мають аномально підвищений ступінь стискання, орогенного підйому та складкоформування у фронті свого вторгнення [Копп, 1991]. У відповідності до законів геомеханіки, при поперечному вигинанні на опуклій частині ороклину утворюється режим поздовжнього розтягу, натомість на увігнутій – поздовжнього стискання, що зумовлюється браком геологічного простору у безпосередній близькості до геоструктури-штампу. Через це підсувний ороклин зазвичай вигинається у напрямку горизонтального переміщення тектонічного штампу, і до того ж, часто ускладнюється насувним ороклином другого порядку, що рухається назустріч.

Враховуючи це, по всьому фронту тектонічного вторгнення Західно-Донецького сегменту вклинювання діагностовано градієнтну геодинамічну смугу нагнітання геомас осадових порід, де сформувалися складчасті зони витискання. Морфологічно вони представлені антиклінальними підкидо-складками та складчастими пластинами-покривами. Північно-східне крило фронту складають Торсько-Дробишівська, Північно-Донецька, Матросько-Тошківська лінійні складчасті зони (рис. 4). Решта крупних антиклінальних та синклінальних зон розташовується у Центральній лінійній зоні горизонтально-зсувного контролю. У зонах осьових насувів сформувалися найкрупніші Велико-Комишуваська, Новотроїцька, Дружківсько-Костянтинівська та Головна лінійні антиклінальні підкидо-складчасті зони Лугансько-Комишуваського тектонічного району.

У форланді насування Західно-Донецького тектонічного сегменту, у зоні з'єднання центральної і південної гілок осьових солянокупольних валів западини сформоване передове лускате віяло стискання, яке складається з тектонічного вузла динамічно спряжених насувів та горизонтальних зсувів трьох структурних поверхів (рис. 4).

Підсумовуючи отримані результати слід зазначити наступне. На протязі ларамійської та аттичної фаз альпійського тектогенезу орогенічні рухи в ДСС відбувалися в режимі поперечного стискання з нахилом осі стискання у північно-західних румбах в підкидо-насувному режимі та помірного субширокого розтягу в горизонтально-зсувному полі правобічної кінематики рухів. Завдяки формуванню в центральній частині ЗДГ ділянки концентрації осей максимального стискання північно-західної орієнтації (рис. 3) створилися геодинамічні умови, в яких розпочалося насування та, на ок-

ремих ділянках, ймовірно, підсування геомас осадового чохла від ДСС на північний захід – в межі ДДЗ.

За решіткою герцинських насувів на південний борт було насунуто дислоковані геомаси палеозойського чохла з боку осьової зони ЗДГ (рис. 2). Згодом, за динамічно спряженою решіткою ларамійських та аттичних насувів на герцинський складчастий неоавтохтон та слабо дислокований автохтон південно-східної частини западини насунулися геомаси осадових порід покривно-складчастого алохтону з боку ДСС.

У фронті регіональної системи тектонічного насування утворилася геодинамічна смуга нагнітання, де сформувалися складчасті зони витискання геомас, які складаються кулісно зчленованими лінійними зонами підкидо-складок. У форланді системи, в районі зчленування центральної і південної гілок осьових солянокупольних валів западини, на закінчення динамічно спряжених магістральних насувів сформоване передове лускате віяло стискання. У хінтерланді системи насування сформувалися тектонічні сутури – глибинне коріння різновікових складчастих покривів, яке розташоване на схилах Донецького кряжу (рис. 4).

Наукова новизна

Встановлення колізійного тектонічного стилю деформацій перехідної зони між ДДЗ та ДСС дозволяє зробити висновок, що рифтогенна структура на крайньому південному сході западини та в межах ЗДГ практично вщент зруйнована складчастістю трьох головних фаз платформної активізації. По-перше, по решітці герцинських насувів на південну прибортову зону грабену насунуті дислоковані геомаси палеозойського осадового чохла з боку осьової зони. По-друге, тектонічними рухами за решіткою ларамійських та аттичних насувів на слабо дислокований герцинський неоавтохтон південно-східної частини западини згодом було насунуто мезозойсько-кайнозойський покривно-складчастий алохтон з боку ДСС.

Оригінальною геодинамічною моделлю тектонічної інверсії ДСС та ДДЗ передбачено формування Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області, що вперше виділяється в межах зони їх зчленування – на території ЗДГ. На відміну від рифтового тектонічного стилю ДДЗ, якому притаманне регіональне занурення горизонтів платформного осадового чохла на південний схід, узгоджене з напрямком занурення поверхні докембрійського кристалічного фундаменту, інверсійний тектонічний стиль перехідної зони характеризується зворотнім зануренням горизонтів герцинського, ларамійського та аттичного складчастих структурних поверхів в північно-західному напрямку. Цей геологічний феномен пояснюється значним збільшенням товщини інтенсивно дислокованих поверхів осадового чохла за рахунок неодноразового нарощування розрізу покривно-складчастими новоутвореннями в обмеженому геологічному просторі ЗДГ.

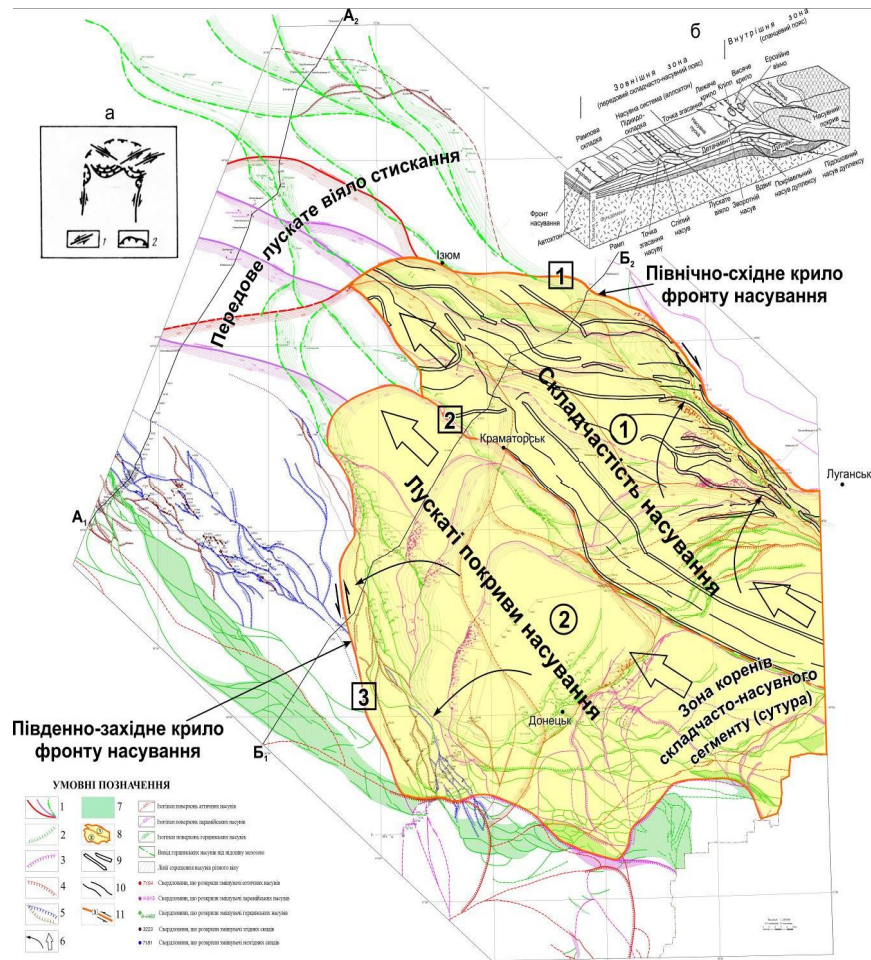


Рис. 4. Схема кінематики формування Західно-Донецької покривно-складчастої області. Картографічна основа згідно [Прогноз..., 2017].

Умовні позначення: 1– тектонічне віяло стискання; 2–5 – рифтогенні скиди, згідні та незгідні; 6 – напрямки розтікання і транспорту геомас; 7 – Південно-Донецька меланжева зона; 8 – сегмент тектонічного вклинювання: (1) Лугансько-Комишуваський район кулісної складчастості, (2) Кальміус-Торецький район покривів насування; 9 – синформи; 10 – антиформи; 11 – Лінійні зони вторгнення: [1] – Північно-східна зона, [2] – Центральна зона, [3] – Південно-західна зона. Врізки: а – принципова схема ороклину висування (план), за [Копп, 1991], б – модель системи тектонічного насування, за [Муди Д. Д., Хилл М. Л., 1960].

Головним чинником інверсійних деформацій рифтогенної структури визначено тиск тектонічного штапу ДСС. Головним структурним елементом штапу діагностовано Західно-Донецький сегмент тектонічного вклинювання осадових геомас. Якнайкраще природному кінематичному механізму його формування відповідає модель тектонічного ороклину поперечного висування підсувного типу.

Практична значущість

Результати дослідження дадуть можливість удосконалити геодинамічну модель тектонічної інверсії ДДП, на підставі чого відкоригувати регіональні схеми тектонічного та нафтогазо-геологічного районування ДДЗ.

Висновки

Тектонічна інверсія ДДП розпочалася у пізньогерцинську епоху в режимі косої лівобічної

колізії як наслідок орогенічних рухів на південній околиці СЄП. Складчасті антиклінальні зони на південному сході западин та лінійна підкидо-складчастість в межах ЗДГ формувалися через колісійне короблення горизонтів платформного чохла за кінематичним механізмом поздовжнього вигинання шарів.

В мезозої та кайнозої тектонічна інверсія рифтогенної структури продовжувалася у горизонтально-зсувному полі правобічної кінематики рухів з перемінною тангенціальною стискальною складовою. Під тиском мегаблоку-«тектонічного штапу» ДСС відбувалося вторгнення в межі слабо дислокованого герцинського неоавтохтону ЗДГ зім'ятих в складки геомас сегменту тектонічного вклинювання, який діагностовано ороклином поперечного висування підсувного типу. В геодинамічних умовах насування та підсування геомас в обмеженому геологічному просторі грабену відбувалися флек-

сурні деформації первинно лінійних герцинських підкидо-складок та неседиментаційне нарощування розрізу осадового чохла за рахунок покривно-складчастих алохтонних утворень. За таким кінематичним механізмом сформувалася Західно-Донецька покривно-складчаста тектонічна область, що є структурним виразом тектонічної інверсії ДДП.

Список літератури

- Барташук, О. В. Геодинамічні умови нафтогазоносності Дніпровсько-Донецького палеорифту: автореф. дис... доктора геол. наук. К.: ІГН НАН України, 2021. 36 с.
- Барташук, О. В., Суярко, В. Г. Геодинаміка формування перехідної зони між Дніпровсько-Донецькою западиною та Донецькою складчастою спорудою. *Тектонічний стиль інверсійних деформацій*. *Геодинаміка*, 2020, № 2 (29). С. 51–65.
- Барташук, О. В. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої. *Доповіді НАНУ*, 2019. № 3. С. 62–71.
- Барташук, О. В., Суярко, В. Г. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 2. Структурні парагенези зсувної деформації осадового чохла. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*. Вип. 50, 2019. С. 27–41.
- Геологическая история территории Украины. Палеозой; отв. ред. П. Цегельнюк. К.: Наукова думка, 1993. – 199 с.
- Гончар, В. В. Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции). *Геофизический журнал*, 2019. Т. 41. № 5. С. 47–86.
- Дудник, В. А., Корчемагин, В. А. Киммерийское поле напряжений в пределах Ольховатско-Вольнецовской антиклинали Донбасса, его связь с разрывными структурами и магматизмом. *Геофизический журнал*, 2004. Т. 26. № 4. С. 75–84.
- Зоненшайн, Л., Кузьмин, М., Натапов, Л. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Истомин, А. Н. Геодинамическая модель формирования Донецкого складчатого сооружения на основе идей тектоники литосферных плит в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. *Нафта і газ України – 96: мат. наук.-практ. конф. Український науково-дослідний інститут природних газів*. Харків – 1996, Т. 1. С. 176–180.
- Казьмин, В. Г., Тихонова, Н. Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции. *Геотектоника*, 2005. № 5. С. 20–35.
- Копп, М., Корчемагин, В. Кайнозойские поля напряжения/деформаций Донбасса и их вероятные источники. *Геодинаміка*, 2010. Вип. 1 (9). С. 17–48.
- Копп, М., Колесниченко, А., Васильев, Н. и др. Реконструкция кайнозойских напряжений/деформаций востока Русской плиты и пути ее применения для решения региональных и прикладных задач. *Геодинаміка*, 2017. Вип. 2 (23). С. 46–66.
- Копп, М. Л. Проблема пространства для деформаций, возникающих в сдвиговом поле напряжений (на примере Средиземноморско-Гималайского орогенного пояса). Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 75–85.
- Корчемагин, В. А., Рябоштан, Ю. С. Тектоника и поля напряжений Донбасса. Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 167–170.
- Корчемагин, В. А., Емец, В. С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья. *Геотектоника*, 1987. № 3. С. 49–55.
- Леонов, М. Г. Внутриплитные зоны концентрированной деформации: тектоническая структура и особенности эволюции. *Геотектоника*, 2012. № 6. С. 3–28.
- Лукинов, В. В., Пимоненко, Л. И. *Тектоника метаногольных месторождений Донбасса*. К.: Наукова думка, 2008. 352 с.
- Майданович, И. А., Радзивилл, А. Я. Особенности тектоники угольных бассейнов Украины. К.: Наук. думка, 1984. 120 с.
- Милановский, Е. Е., Никишин, А. М. Модели характера деформации при сжатии континентальных рифтогенных прогибов. Рифтогены и полезные ископаемые. М.: Наука, 1991. С. 3–15.
- Михалев, А. К., Бородулин, М. И. О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных. *Геотектоника*, 1976. № 4. С. 39–54.
- Муди, Д. Д., Хилл, М. Л. Сдвиговая тектоника. Вопросы современной зарубежной тектоники. Москва: Мир, 1960. С. 265–333.
- Прогноз локалізації та газоносності літологічних пасток південного сходу ДДЗ в межах ліцензійних ділянок ГПУ «Шебелинкагазвидобування». Частина 1. Створення структурно-геологічної основи: *звіт про НДР* (заклучний): № 100 ШГВ 2017-2017 (тема № 34.521/2017-2017). Укр. наук. досл. ін-т природних газів; відп. вик. Горайнов С., Скляренко Ю. Харків, 2017. 203 с.
- Стовба, С. Н. Геодинамическая эволюция Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса: дис... д-ра геол. наук. Киев: НИИ нефт. и газ. пром (ДП "Науканафтогаз"), 2008. 495 с.
- Стовба, С. Н., Стифенсон, Р. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения. *Геофизический журнал*, 2000, Т. 22, № 4. С. 37–61.

- Хаин В. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1976, С. 185–205.
- Meijers, M. J., Hamers, M. F., van Hinsbergen, D. J., D. G., Kitchka, A., Langereis C. G. & Stephenson, R. A. (2010). New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): New late Paleozoic paleopoles from the Donbas Foldbelt (Ukraine): Implications for the Pangea A vs. B controversy. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(1–2), 18–33. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.028>.
- Natal'in, B. A. & Sengor, A. M. C. (2005). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the prehistory Paleo-Thethian closure. *Tectonophysics*, 404 (3–4), 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.011>.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666–1703.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic ocean isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1–2), 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).
- Turcotte, D. L. (1974). Membrane tectonics. *Geophysical Journal International*, 36(1), 33–42.

OLEKSII BARTASHCHUK¹, VASYL SUYARKO²

¹ Ukrainian Research Institute of Natural Gases, 20, Gymnasium Embankment, Kharkiv, 61010, Ukraine, tel. +38 (098) 0893974, e-mail: alekseybart@gmail.com, <https://orchid.org/0000-0001-7831-6134>.

² Karazin Name Kharkiv National University, Department of Mineralogy, Petrography and Minerals, 4, Svobody Square, Kharkiv, 61022, Ukraine, tel. +38 (067) 9133123, e-mail: vgsuyarko@gmail.com, <https://orchid.org/0000-0002-3693-4767>.

GEODYNAMICS OF FORMATION OF THE TRANSITION ZONE BETWEEN THE DNIEPER-DONETS BASIN AND THE DONBAS FOLDBELT. TECTONIC REGIMES AND KINEMATIC MECHANISMS OF INVERSION

Aim. In the article the geodynamic conditions and natural mechanisms of tectonic inversion of the Dnieper-Donets Basin and the Western-Donets Graben were studied. **Method.** The original method of reconstruction of fields of tectonic stresses and deformations and tectonophysical analysis of geostructures was used. The analytical base of the research consisted of the latest materials of geo-mapping, numerical modeling of deformations of the southern edge of the Eastern European Platform and comparison of model and reconstructed stress fields. **Results.** In the geodynamic environment of the interference of the intraplate submeridional collision compression with the regional strike-slip stress field, the inversion deformations of the rift-like geostructure took place in the uplift-thrust and strike-slip modes. This led to significant horizontal movements of geomass of sedimentary rocks, deformation folding with the formation of three inversion floors: Late Hercynian (Saal-Pfalz), Early Alpine (Laramian) and Late Alpine (Attic). They formed structural ensembles of scaly tectonic covers of transverse displacement of geomass from axial to onboard zones, folded covers of longitudinal approach from the Donbas Foldbelt and long linear anti- and synforms, the axes of which are oriented orthogonally to the direction of direction. Together they form the body of the Segment of Tectonic Wedging of geomass, which is distinguished as part of the Cover-Folded System of Tectonic Thrusting of regional scale. A feature of the tectonic framework of the Segment is the curvature of the planes of the main thrusts, which limit it, and smaller plumage thrusts, which control the folded covers of the thrust. It is associated with a change in the extension of the thrusts from the north-western in the territory of the Western Donets Graben to the western direction in the extreme south-east of the Basin. This causes the corresponding bending of the axes of the fracture anti- and synforms. Structural patterns of folding with a tendency to adapt the axes of folds to the extension of thrusts indicate significant horizontal displacements of geomass of the sedimentary stratum, which in conditions of limited geological space cause secondary deformations of linear folded forms. Due to the displacement of geomass from the zones of maximum compression in the axial part of the Graben to the zones of geodynamic shadow in the Oryl depression and Graben boards, the Western Donets Cover-Folded Tectonic Region was formed within the transition zone. **Scientific novelty.** An original kinematic model of tectonic inversion of the Western Donets Graben was completed. The mechanism of inversion, due to which the riftogenic structure is completely destroyed by folded deformations of platform orogenesis, is caused by the pressure of the megablock-"tectonic stamp" of the Donbas Foldbelt. Under its influence, a segment of tectonic wedge was formed in the Graben, which was diagnosed with orocline of transverse extension of the sliding type. The body of the Orocline is formed by echeloned, rock-articulated ensembles of anticlinal uplift -folds, synclines and scaly plates-covers of pushing. A geodynamic injection band was formed in the foreland of the Tectonic Orocline extension, where folded zones of geomass displacement were formed, which consist of coulisse articulated uplift-anticlines. At the top of the Orocline, at the ends of dynamically conjugate main thrusts, an advanced tectonic compression fan is formed. In the rear of the Orocline – hinterland are tectonic sutures – the roots of the folding covers of the approach. **Practical significance.** Development of a structural-kinematic model of tectonic inversion of the Western Donets Graben will allow to improve the geodynamic model of tectonic inversion of the Dnieper-Donets paleorift, on the basis of which regional schemes of tectonic and oil-gas-geological zoning will be adjusted.

Key words: Dnieper-Donets paleorift, Dnieper-Donets Basin, Western-Donets Graben, tectonic inversion, kinematic mechanism, megablock- tectonic stamp, orocline of transverse extension, advanced tectonic compression fan, geodynamic compression zones.

Received 21.05.2020