

ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.24.548:242.7:248(477)

Олексій Вацлавович Бартацук,

к. геол. н., провідний наук. співробітник, Український науково-дослідний інститут природних газів,
Гімназійна наб., 20, м. Харків, 61010, Україна,
e-mail: alekseybart@gmail.com, <http://orcid.org/0000-0001-7831-6134>

ТЕКТОНІЧНА ІНВЕРСІЯ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ. ЧАСТИНА 2. ГЕОДИНАМІЧНІ ОБСТАНОВКИ І КІНЕМАТИЧНИЙ МЕХАНІЗМ ДЕФОРМАЦІЙ РИФТОГЕННОЇ СТРУКТУРИ

Вивчалися геодинамічні обстановки і кінематичний механізм руйнування рифтогенної структури в південно-східному сегменті Дніпровсько-Донецької западини пізньогерцинськими та альпійськими орогенічними рухами. Використано дані інструментальних визначень вергентності тектонітів, реконструкції полів напруг і кількісного моделювання колізійних деформацій південної околиці Східноєвропейської платформи. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини та Донбасу розпочалася в заальську фазу герцинського орогенезу через колізійні рухи компресійного орогена на околиці Палеотетиса. Горизонтальні рухи лівобічної кінематики південно-західного напрямку зумовили утворення в синеклізному чохла Західно-Донецького грабена пологих тектонічних зривів, вздовж яких сформувалася решітка насувів. Вона контролювала процеси витискання осадових порід у підкидо-насувному режимі від зон надстищення в осьовій та північній частинах грабена та тектонічний транспорт геомас в напрямку зон «геодинамічної тіні» в його південній частині. Внаслідок колізійного короблення горизонтів за механізмом позовжнього вигину шарів в північній частині грабену сформувалася лінійна підкидо-складчастість, а в південній – ешелони лускатих покривів насування.

У пізньому мезозої та кайнозої, в режимі інтерференції підкидо-насувного і горизонтально-зсувного поля зворотного напрямку та правобічної кінематики рухів, відбувалися вторинні деформації герцинської насувної решітки та лінійної складчастості з утворенням кулісно зчленованих підкидо-складчастих зон та ешелонованих складчастих покривів насування. Геодинамічна обстановка групування осей стиснення в західній частині Донбасу, який зазнавав орогенічного здійснення, зумовила істотне нарощування розриву чохла за рахунок насування мезо-кайнозойського алохтону на герцинський неоавтохтон та синеклізний автохтон південно-східного сегмента западини. У грабені це викликало формування тектонічного сегмента вторгнення геомас, діагностованого орокліном поперечного висування підсувного типу.

За результатами структурно-кінематичного аналізу герцинських та альпійських деформаційних структур розроблено принципову кінематичну модель тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецької западини. Встановлено, що колізійні деформації рифтогенної структури в межах Західно-Донецького грабена здійснювалися під тиском тектонічного штамп Донцеького складчастого пояса і зумовили формування інверсійної структури регіонального масштабу – Західно-Донецької покривно-складчастої області.

Ключові слова: геодинамічні режими, кінематичний механізм, сегмент вклинювання геомас, ороклін поперечного висування, тектонічний штамп Донцеького складчастого пояса.

А. В. Бартацук. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ. ЧАСТЬ 2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И КИНЕМАТИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ДЕФОРМАЦИЙ РИФТОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ. Изучались геодинамические обстановки и кинематический механизм разрушения рифтогенной структуры на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины тектоническими движениями позднегерцинского и альпийского орогенеза. Использованы данные реконструкции полей тектонических напряжений и количественного моделирования деформаций южной окраины Восточно-Европейской платформы. Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса началась в заальскую фазу орогенеза вследствие коллизионных движений компрессионного орогена на окраине Палеотетиса. Движения левосторонней кинематики юго-западного направления вызвали субгоризонтальные тектонические срывы с образованием решетки надвигов в палеозойском синеклизном чехле Западно-Донецкого грабена. Она контролировала процессы выдавливания осадочных геомасс во взбросо-надвиговом режиме от сверхсжатых зон в осевой и северной частях грабена и тектонический транспорт геомасс в направлении зон «геодинамической тени» в его южной части. Вследствие коллизионных деформаций горизонтов по механизму продольного изгиба слоев в северной части грабена сформировалась линейная взбросо-складчатость, а в южной - эшелонные чешуйчатые покровы надвижения.

В позднем мезозое и кайнозое, в режиме интерференции взбросо-надвигового и горизонтально-сдвигового поля обратного направления и правосторонней кинематики движений, происходили деформации герцинской надвиговой решетки и линейной складчатости с образованием кулисно сочлененных взбросо-складчатых зон и эшелонированных покровов надвижения. Геодинамическая обстановка группирования осей сжатия в западной части Донбасса, который испытывал орогенический подъём, обусловила надвижение мезо-кайнозойских алохтонных образований на герцинский неоавтохтон и синеклизный автохтон юго-восточного сегмента впадины. В грабене это вызвало формирование тектонического сегмента вторжения геомас, диагностированного орокліном поперечного выдвигания поддвигового типа.

По результатам кинематического анализа герцинских и альпийских деформационных структур разработана принципиальная кинематическая модель тектонической инверсии Днепровско-Донецкой впадины. Установлено, что, коллизионные деформации рифтогенной структуры в пределах Западно-Донецкого грабена осуществлялись под давлением тектонического штампа Донцеького складчатого пояса и обусловили формирование инверсионной структуры регионального масштаба – Западно-Донецкой покривно-складчатой области.

Ключевые слова: геодинамические режимы, кинематический механизм деформаций, сегмент вклинивания, ороклін выдвигания, тектонический штамп Донцеького складчатого пояса.

Вступ. Структурно-кінематична еволюція земної кори Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецького прогину (ПДДП), розташованого на південній околиці ВЕП та утвореного Прип'ятським прогином, Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ) і Донецьким прогином (Донбас) (рис. 1) [1, 2]

здійснювалася в декількох контрастних геодинамічних обстановках: 1 – палеопротерозойської колізії літосферних плит Східноєвропейської платформи (СЄП) – Феноскандії і Сарматії, що привело до об'єднання мегаблоків Українського Щита і Воронежського кристалічного масиву;

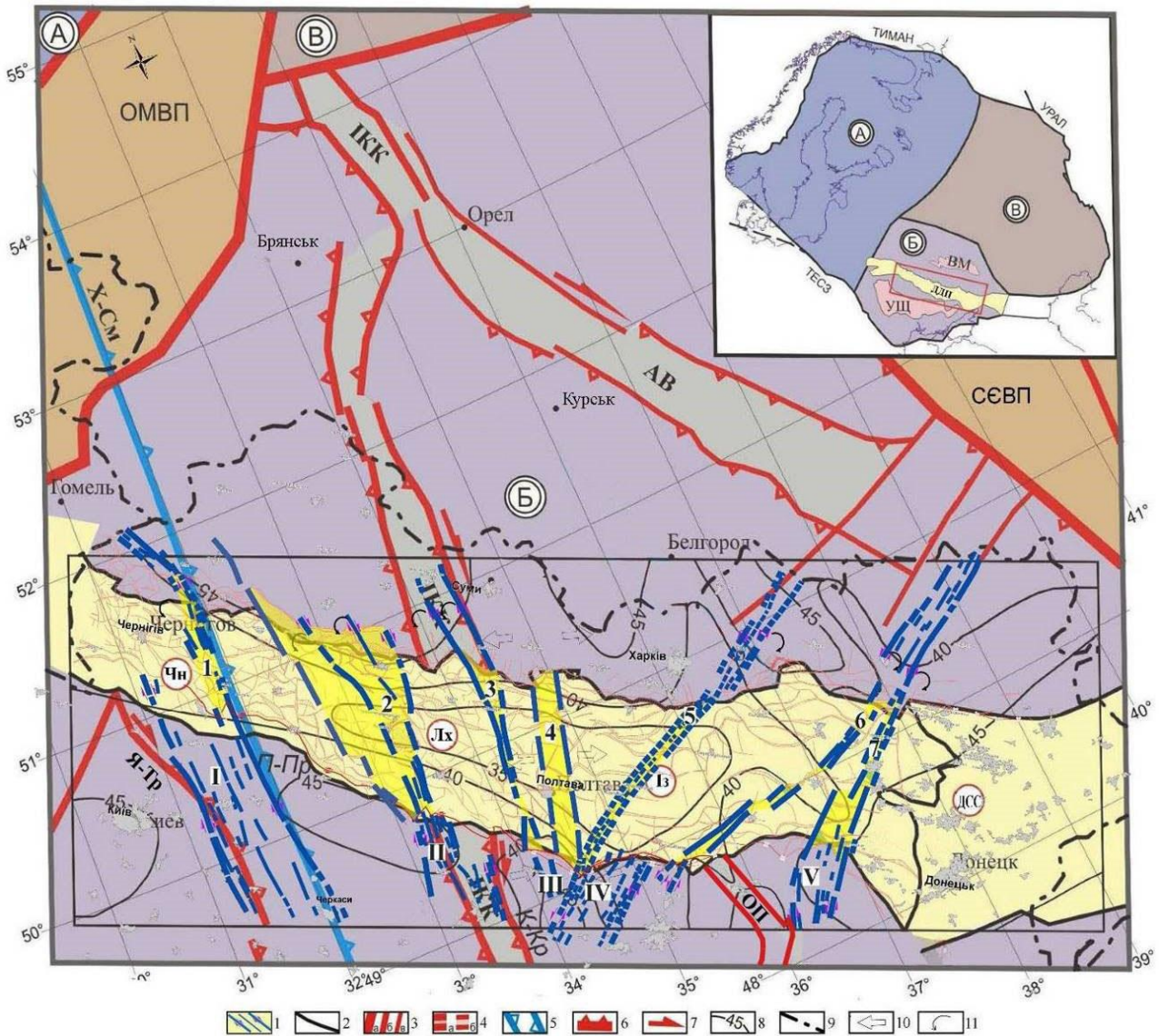


Рис. 1. Тектонічна позиція та сегментація Дніпровсько-Донецького палеорифта на схемах Сарматського геосегмента [1] та Східноєвропейської платформи (врізка) [2] з доповненнями [7].

Умовні позначення: 1 – міжсегментні зони; 2 – границі палеорифту; 3 – розломи: а – міжгеоблокові, б – міжмегаблокові: Я-Тр – Ядлівсько-Трактємирівський, К-Кр – Криворізько-Кременчуцький; в – міжблокові; 4 – шовні зони: ІКК – Інгuleцько-Криворізько-Крупецька, АВ – Олексіївсько-Воронезька, ОП – Оріхово-Павлоградська; 5 – Х-См – тектонічний шов Херсон-Смоленський; глибинні розломи: 6 – насуви; 7 – зсуви; 8 – глибина поверхні Мохо (км); 9 – державний кордон; 10-11 – напрямки загальних і ротаційних тектонічних рухів в міжсегментних зонах. Букви на схемах: А-В – геосегменти Східноєвропейської платформи: А – Феноскандія, Б – Сарматія, В – Волго-Уралія. Сегменти Дніпровсько-Донецького палеорифту: Чн – Чернігівський, Лх – Лохвицький, Із – Ізюмський; ДСС - Донецька складчаста споруда. Вулканічні міжгеосегментні пояси: ОМВП – Осницько-Мікашевичський; ССВП – Ставропольсько-Єртільський. Міжблокові зони Українського щита: І- Кіровоградська; ІІ- Інгuleцько-Криворізько-Кременчуцька; ІІІ- Дніпродзержинська; ІV- Одеська; V- Центральноприазовсько-Слов'яногірська [Карта разрывных..., 1988]. Міжсегментні зони: 1- Кіровоградська; 2- Інгuleцько-Криворізька; 3- Дніпродзержинська; 4- Верховцівсько-Львовська; 5- Коломацько-Кобеляцька; 6- Балаклійсько-Синельниківська; 7- Центральноприазовсько-Слов'яногірська [Чебаненко и др., 1991]

2 – ранньорифейського рифтогенеза з розсувом континентальної літосфери і закладанням трогового прогину в тілі Сарматської плити; 3 – епіконтинентального рифтогенеза в пізньому девоні-карбоні з утворенням недорозвиненого рифту (авлакогена); 4 – пізньогерцинської платформної активізації на тлі синеклізного прогинання рифтогенного басейну з формуванням складчастості ДДЗ і основних лінійних складчастих зон в Донбасі; 5 – кіммерійсько-альпійської інверсії тектонічного режиму з формуванням Донецького складчастого пояса (ДСП) та ускладненням рифтогенної структури ДДЗ колізійними деформаціями [3, 4, 5, 6, 7].

Роботами В. Попова, Д. Айзенверга, В. Хаїна, Л. Зоненшайна, С. Субботіна, В. Соллогуба, В. Чекунова, В. Казьміна, Н. Тихонової, В. Корчемагіна, М. Коппа, В. Ємця, В. Дудника, Ю. Рябоштана, С. Стовби, В. Анциферова, О. Гінтова, В. Гончара, С. Горяїнова та ін., які детально досліджували літолого-фаціальні умови осадо накопичення та тектоніку південної околиці ССП, сформовано загальне уявлення про геодинамічні обстановки седиментаційної та структурної еволюції ДДЗ і Донбасу.

Вивчення природного механізму колізійних деформацій ДДЗ є актуальним питанням регіональної геотектоніки, рішення якого буде мати важливий вплив на теорію та практику геологорозвідувальних робіт на нафту і газ. Її рішення буде сприяти пізнанню природних механізмів структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори, умов формування і закономірностей розміщення в надрах осадових басейнів інверсійних складчастих структур - потенційних пасток вуглеводнів в надрах Дніпровсько-Донецької нафтогазоносною провінції, таким чином підвищуючи ефективність геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ.

В першій частині статті [8], з використанням новітніх матеріалів геокартування території Західно-Донецького грабена (ЗДГ) [9], показано, що в структурно-тектонічному відношенні більша частина південно-східного сегмента ДДЗ характеризується складною багатоповерховою будовою через накладення насувних і зсувних покривно-складчастих деформацій різних геологічних епох, розвинених зонально. У стратиграфічному розрізі осадового чохла ЗДГ встановлено чотири кутових незгоди, які розділяють п'ять дислокаційних структурних поверхів, сформованих в розрізі палеозою, мезозою та кайнозою внаслідок чергування епох осадо накопичення та деформацій, що іноді супроводжувалися магматизмом [10, 11]. Через неповне просторове поширення деформацій різних епох на території існують не тільки вертикальні, але й латеральні

співвідношення між структурними поверхами осадового чохла, які в різних тектонічних районах мають різний ступень стратиграфічного наповнення. Кожен структурний поверх, за винятком слабо деформованого синеклізного чохла, разом із залишками стратифікованих утворень, в своєму складі містить комплекси новоутворених тектонітів, які наскрізь перетинають давнішні структурні поверхи.

На підставі ідентифікації колізійної природи досліджуваної сукупності вторинних деформаційних структур було вдосконалено схему регіонального тектонічного районування [8]. На території ЗДГ та перехідної зони між ДДЗ та ДСС за даними структурного аналізу деформацій виділено Західно-Донецьку покривно-складчасту тектонічну область, яка розглядається структурним результатом тектонічної інверсії рифтогенної структури в південно-східній частині западини (рис. 6 в частині 1). Головним структурним елементом області визначено однойменний клиноформний сегмент тектонічного вклинювання осадових геомас субрегіонального масштабу. Встановлено, що тіло сегменту складається з двох різновікових систем тектонічного насунання осадових геомас – Герцинської та Альпійської. За тектонічним стилем та інтенсивністю формування платформного осадового чохла в південно-західній частині сегменту виділено Кальміус-Торецький район лускатих тектонічних покривів насунання, що з півдня обмежується Південно-Донбаською герцинською меланжевою зоною. Північно-східну половину сегменту охоплює Лугансько-Комишуваський район кулісно-ешелонованої лінійної складчастості насунання, який з півночі обмежується слабодислокованим мезозойсько-кайнозойським платформним чохлом.

В другій частині статті, з використанням структурно-кінематичного аналізу деформаційних структур, на матеріалах геокартування дислокаційних поверхів палеозойського чохла ЗДГ, з урахуванням польових інструментальних визначень вергентності тектонітів герцинської і альпійської епох орогенеза, даних реконструкції полів тектонічних напружень і новітніх матеріалів кількісного моделювання колізійних деформацій південній околиці ВЕП, відновлювалися геодинамічні обстановки тектонічної інверсії рифтогенної структури в межах південно-східного сегмента ДДЗ. На підставі реконструкції геодинамічних режимів інверсійних деформацій зроблено спробу діагностувати кінематичний механізм формування Герцинської та Альпійської систем тектонічного насунання осадових геомас, виділених на попередньому етапі досліджень [8]. З цією метою розроблено оригінальну кінематичну модель формування інверсійної геоструктури в

південно-східному сегменті ДДЗ, що вперше виділяється як Західно-Донецька покривно-складчаста тектонічна область.

Аналіз попередніх досліджень. Встановлено, що після майже повної осадової компенсації рифтогенного басейна в середині карбону [12], в структурному розвитку ДДЗ переважали висхідні тектонічні рухи, що зумовили процеси континентального осадо накопичення, в ході якого седиментаційна інверсія спершу доповнилася, а потім змінилася інверсією тектонічного режиму [3]. Протягом московського віку відбулася докорінна зміна осадових фацій в рифтогенному басейні. На заміну морської седиментації прийшли умови алювіально-дельтової долини, часом евтатично змінюваного в центральній і південно-східній частинах басейну осадо накопичення мілководно-морськими, в той час як глибководний басейн продовжував існування лише на схід від Донбасу [13]. На протязі пізнього карбону, зі збільшенням площі континентальної акумуляції відбулося посилення седиментаційної інверсії басейну, при цьому територія Донбасу зазнала інтенсивного підйому через зміну тектонічного режиму, вийшовши зі складу єдиного басейну осадо накопичення як область стійкої суші.

Прогресування інверсійного підйому Донбасу та його подальша структурна еволюція в якості окремої інверсійної геоструктури - ДСП розглядається результатом тангенціального стиснення, викликаного колізійним тиском з півдня пізньопалеозойського орогена Кавказа, що розпочав своє формування [14]. Пізньогерцинські колізійні події та тектонічні рухи на околиці СЄП розглядаються або проявом "великої колізії" між Африкою та Європою [3], або результатом тектонічного доточення кількох мікроконтинентів до південної околиці СЄП без зіткнення цих плит [15], або режимом правобічної трансенсії [16], що найменш ймовірно для Донбасу. Більшість дослідників вважають мезозойські та кайнозойські рухи і деформації, що викликали прогресування режиму стиснення та ускладнення герцинської складчастості деформаційними парагенезами правобічної кінематики, слідством колізійних процесів в межах Чорноморсько-Кавказького сегмента компресійного орогена Палеотетису [17, 18, 19, 20, 21].

За даними кількісного моделювання тектонічної інверсії ДДЗ і Донбасу, земна кора рифтогенної геоструктури ПДДП, розташованої на південній периферії СЄП, являла собою тектонічно ослаблену, внутрішньоплитну, конвергентну зону концентрації міжплитних деформацій [6]. При цьому, тип деформацій визначався характером взаємодії активних літосферних плит на околицях СЄП, а фази орогенезу та зумовлена

ними інверсійна складчастість були слідством просторово досить віддалених пізньогерцинських, кіммерійських та альпійських колізійних процесів. Тому, структурна інверсія ДДЗ і Донбасу вважається результатом їх розміщення в тилу компресійного орогена Палеотетису, який розпочав своє формування не пізніше ранньої пермі.

Зіставлення модельних і реконструйованих полів напруг свідчить, що початок тектонічної інверсії ДДЗ припадає на кінець ранньої перми [6]. Найбільш ймовірно, що деформації рифтогенної структури відбувалися в режимі косої колізії під впливом зустрічних рухів лівосторонньої кінематики північного фронту колізійного орогена, сформованого на активній плиті в межах Палеотетису (рис. 2, а). У тілі Сарматської плити ця колізійна подія створила поле тектонічних напруг переважного північно-східного напрямку тангенціального стиснення. Через це осадовий басейн зазнав нерівномірну в поперечному перерізі деформацію: інверсійна складчастість охопила переважно осьову і північну прибортову зони ДДЗ. В цей час закладалися основні лінійні складчасті зони Донбасу, центрального і південно-східного сегментів западини.

Подальшу тектонічну еволюцію рифтогенного басейна, початком якої розглядається пізньопермський вік, спричинили горизонтально-зсувні зміщення правобічної кінематики рухів з перемінною компонентою стиснення, що відбувалися поблизу південної околиці СЄП. При цьому, траєкторії стискаючих напруг в межах Українського Щита змінили свій напрямок на північно-західний, а на території западини мали північ-північно-західну орієнтацію (рис. 2, б). В результаті область максимальних горизонтально-зсувних деформацій розташувалася в південній прикордонній смузі активної околиці орогена Палеотетис. Це викликало незначне розтягнення на більшій частині території південно-східного сегмента ДДЗ, утворення горизонтальних зсувів правобічної кінематики рухів, якими контролювалася накладена мезозойська прирозломна складчастість. Вважається, що підкидо-насувні обстановки могли зберігатися лише в північно-східній частині басейна через віялоподібний розподіл траєкторій стискаючих напруг (рис 2, в). Прогресування процесів стиснення північно-східного напрямку зумовило в Донбасі зсувні деформації лінійної герцинської складчастості та формування складчастих покривів насування.

Мета і завдання досліджень. Метою регіональних геотектонічних досліджень є визначення геодинамічного режиму тектонічної інверсії рифтогенної структури та діагностика природного механізму формування на території ЗДГ інвер-

сійної геоструктури – Західно-Донецької покривно-складчастої області. Для досягнення цієї мети розроблялася принципова кінематична модель формування Герцинської та Альпійської систем тектонічного насування осадових геомас, що її складають.

Матеріали та методи досліджень. При дослідженнях використовувався структурно-кінематичний аналіз вторинних деформаційних структур [22].

Аналітичним картографічним матеріалом є порівняльна схема тектонітів території ЗДГ [9].

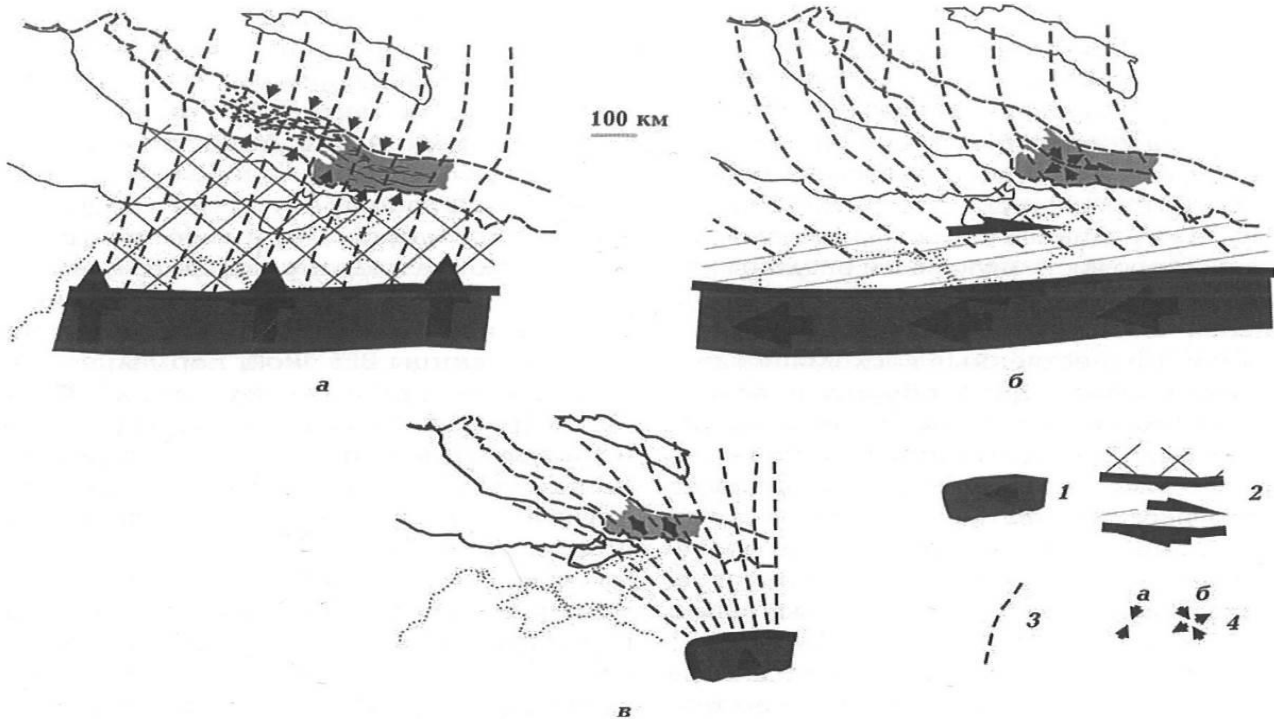


Рис. 2. Схеми геодинамічних режимів тектонічної інверсії Дніпровсько-Донецького палеорифту [6]: а – колізійний режим початкового етапу інверсії; б – локальна транстенсія в режимі правобічного зсування головного етапу інверсії; в – схема індукційного впливу віддаленого колізійного орогену. Умовні позначення: 1 – рухома зона активної околиці; 2 – деформаційні обстановки: зверху – колізії, знизу – право-зсувні деформації; 3 – модельні траєкторії напруг стискування; 4 – режими: а – тангенціального стискування; б – горизонтально-зсувного деформування

Результати досліджень. На території ЗДГ і перехідної зони між ДДЗ і ДСП в осадовому чохла встановлено круті кути падіння гірських порід (до 50-70°), сильну дислокованість та насиченість осадової товщі комплексами тектонітів, що перетинають її наскрізь, високі палеотемператури, що викликали підвищену щільність порід і глибокий метаморфізм вугілля Донбасу, активний вулканізм кислого складу і пов'язані з ним гидротермально-метасоматичні прояви [23]. На даний час це розглядається результатом прояву значних тектонічних рухів, спрямованих з півдня і південного сходу внаслідок геодинамічних процесів, що відбувалися на активних тектонічних плитах Палеотетиса. На теренах ДДЗ та Донбасу під їх впливом в режимі загального колізійного стискування відбувалася інверсія тектонічного режиму.

Аналіз даних реконструкції полів напруг Донбасу [17, 24], кількісного моделювання тектонічної інверсії ДДЗ і Донбасу та зіставлення

модельних і реконструйованих полів напруг [6] свідчить, що на початковому етапі інверсії тектонічного режиму, на протязі заальської фази пізньогерцинської епохи тектогенеза, деформаційне структуроформування в ДДЗ відбувалося в геодинамічній обстановці косої колізії на тлі інверсійного підйому Донбасу (рис. 2, а).

При цьому, поперечне колізійне стиснення рифтогенної структури відбувалося в підкидонасувному режимі з лівосторонньою складовою горизонтальних рухів. Воно характеризувалося північно-східним нахилом осі максимальних напруг стиснення Б1 та нахилом осі середніх напружень стиснення Б2, відповідно, в північно-західному напрямку. В таких геодинамічних умовах, відповідно до законів геомеханіки [25], горизонтальні переміщення активізованих геомас осадових порід здійснюватися вздовж парних осей τ максимальних дотичних напружень, спрямованих в південному та західному напрямках. На нашу думку, це могло викликати тектоні-

чний транспорт геомас від надстилої осьової зони в напрямку найменш стиснених ділянок – зон "геодинамічної тіні" або "геодинамічного притулку" в південній прибортовій частині западини [7].

У пізньому мезозой-кайнозой прогресування процесів стиснення в умовах прояву на активній околиці орогену Палеотетису горизонтальних рухів правобічної кінематики викликало ускладнення герцинської складчастості, про що свідчать криволінійні деформації первинно лінійної герцинської насувної решітки і відповідні викривлення осей динамічно сполученої з нею прирозломної складчастості. Вторинне деформаційне структуроутворення відбувалося в геодинамічній обстановці інтерференції регіонального горизонтального зсувного поля правобічної кінематики рухів і загального колізійного тангенціального стиснення з нахилом осі стиснення в північно-західних і північних румбах (рис. 2, б). Через утворення в центральній осьовій частині ЗДГ району концентрації головних осей стиснення північно-західної, «донецької» азимутальної орієнтації, дислоковані, зім'яті в складки геомаси чохла в зсуво-насувному режимі переміщувалися в північно-західному напрямку - від інверсійної геоструктури ДСП в напрямку менш стислої території південно-східного сегмента ДДЗ (рис. 3).

Встановлено, що основними елементами геологічної будови Західно-Донецької інверсійної тектонічної області є:

- осадові світи кайнозою та їх ерозійні останці;
- дислоковані світи мезозою, що поховані під кайнозойським чохлом;
- деформовані тектонічні блоки осадових світ палеозою;
- тектоніти Стельського, Сокольцовського та Шумилівського динамометаморфічних комплексів пізньогерцинської та альпійської епох;
- релікти рифтової решітки тектонітів, докембрійських та нестратифікованих комплексів в окремих тектонічних блоках;
- магматичні і вулканічні комплекси палеозою і мезозою;
- девонські соляні діапіри.

Горизонтальні переміщення активізованих геомас осадових комплексів на території ЗДГ контролювалися Герцинською та Альпійською (Ларамійською і Аттичною) підкидо- та зсуво-насувними решітками (рис. 4). Встановлено, що вздовж них сформувалися кулісно зчленовані підкидо-складчасті зони лінійних антиклінальних структур та ешелоновані ансамблі тектонічних лусок та пластин покривів насунання (рис. 1-

5 в частині 1). Разом вони утворюють Герцинську та Альпійську динамічно спряжені системи тектонічного насунання геомас, що розглядаються головними структуроформуєчими, геодинамічними елементами в складі Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області, вперше виділеної нами в межах південно-східного сегмента ДДЗ [8].

Герцинськими рухами було зумовлено деформації колізійного короблення горизонтів палеозоя в підкидо-насувному геодинамічному режимі. При цьому, структуроформуєчі процеси могли відбуватися за кінематичним механізмом поздовжнього вигину шарів [25] з утворенням великих, лінійних підкидо-антикліналей, які в тектонофізичному сенсі ідентифіковані прирозломними дуплексами стиснення. Сукупність інверсійних структур, сформованих колізійними рухами в герцинську епоху розглядається як Герцинська система тектонічного насунання осадових геомас палеозойського чохла (рис. 4).

Наймолодшим комплексом тектонітів на території ЗДГ є Аттичний, північну межу розвитку якого контролюють площини Мар'ївського та Лисичанського зсуво-насувів [9] (рис. 4). На південь від них весь доаттичний осадовий чохол розбитий на тектонічні блоки, що складають інверсійну структуру Західно-Донецької покривно-складчастої області. Ці блоки з кутовою незгодою перекриваються переривчастим чохлом недислокованих пліоцен-антропогенових відкладів. Товщина осадового чохла в межах грабена поступово зменшується на північний схід від 1,6 до 0,5 км. На геологічному розрізі (рис. 4 в частині 1) видно пологий нахил світ мезозою в південно-західному напрямку, що зростає від верхньої крейди до підшви тріасу. Це свідчить про конседиментаційне прогинання, більш інтенсивне на південному заході, ніж на північному сході грабена.

Отже, встановлено, що дислокований чохол центральної, зануреної частини грабена має змінний стратиграфічний обсяг, який на ділянках перетину ешелонами насувів стрибкоподібно нарощується (рис. 1–4 в частині 1). З південного сходу на північний захід та з півдня на північ він змінюється від пліоцен-четвертинного до кайнозойського та згодом до мезо-кайнозойського. Різко неузгоджене співвідношення моноклінальної структури синеклізного чохла зі складчастими поверхами інверсійної структури Західно-Донецької покривно-складчастої області свідчать про її новітній вік та сучасну денудацію.

Встановлено збільшення інтенсивності колізійних деформацій на півдні, що встановлено на докембрійських полях Приазовського кристаліч-

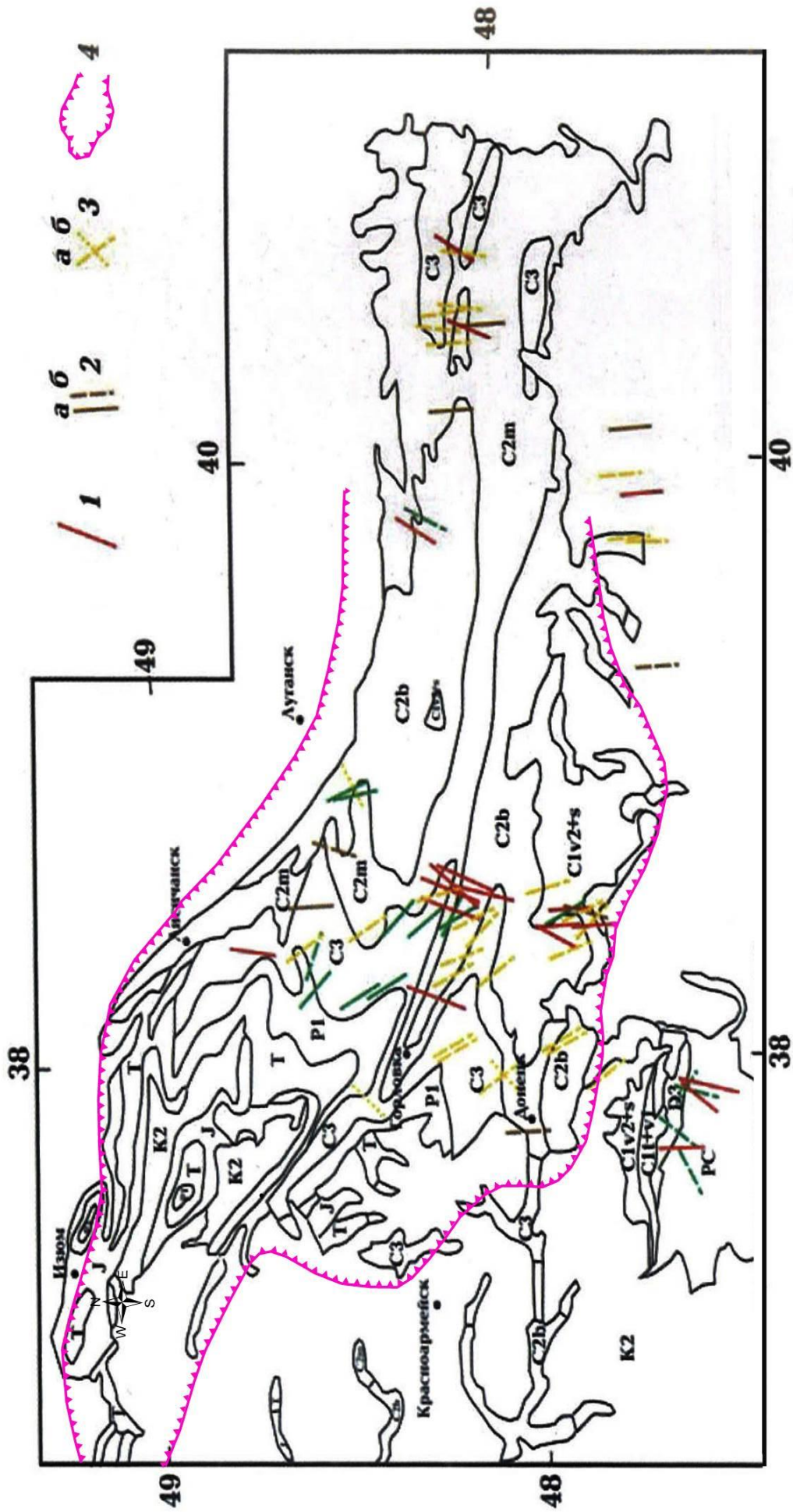


Рис. 3. Схема орієнтації осей напруг стискання на території Західно-Донецького грабена [6] з доповненням [8].
 Умовні позначення: 1-3 – орієнтація осей стискання за різними геодинамічними моделями: 1 – колізії; 2 – правобічної трансресії; а – підкидовий, б – зсувний типи; 3 – правобічного зсування: а – зсувний, б – скидовий типи. 4 – межі Західно-Донецького сегменту тектонічного вклинювання

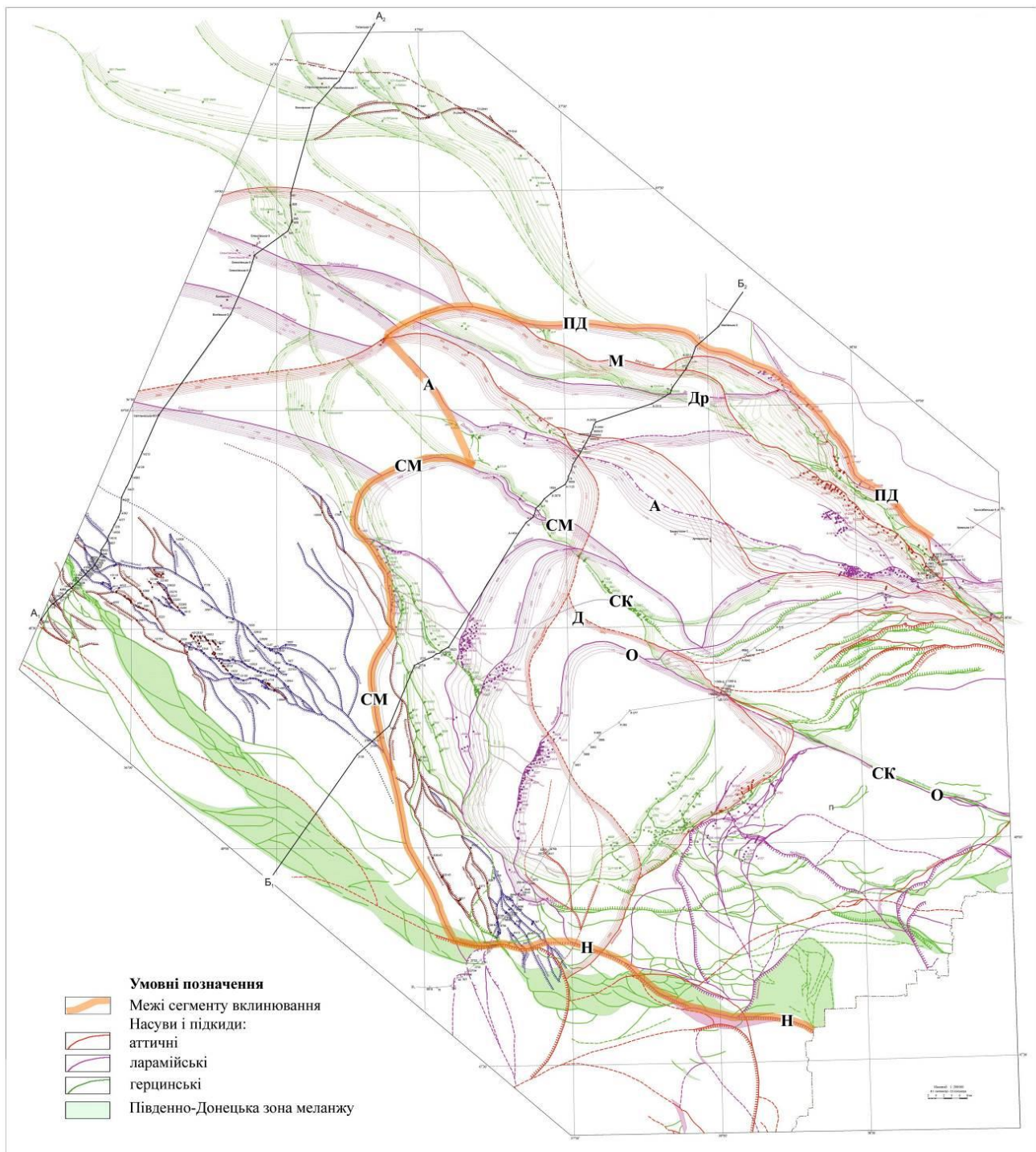


Рис. 4. Схема тектонітів Герцинського, Ларамійського та Аттичного структурних поверхів, за даними геокартування [9].

Насуви і підкиди: ПД- Північно-Донецький, М- Маріївський, Др- Дробишівський, А- Алмазний, СМ- Самарський, Д- Ділеєвський, СК- Суліно-Костянтинівський, О- Осьовий, Н- Новоселівський

ного масиву та в зоні тектонічного зчленування з ДСП по зменшенню розмірів тектонічних блоків, розширенню міжблокових зон дроблення і широким меланжевих зонах північно-західній вергентності [9]. На південно-західному крилі Ларамійської системи насунання, в зоні зчленування зі Західно-Донбаською меланжевою зоною, по площині Самарського магістрального зсуво-

насува дислоковані палеозойські та докембрійські породи насунені на слабодислокований мезозой (рис. 4). Ларамійські тектоніти перетинають тут шаруватість дислокованого осадового чохла під великими кутами, що особливо притаманно мезозойській товщі. Окремі гілки насувів успадковують шаруватість кам'яновугільних світ, що є показником того, що ларамійські деформації ро-

звивалися по складчастій на той час структурі палеозою – тобто по поверхні герцинського неоавтохтона.

Міжблокова деструкція порід субстрату привела до утворення ларамійських тектонітів Соколицьовського комплексу [9]. Вони складають тектонічну решітку, окремі гілки якої є магістральними зсуво-насувами Ларамійської системи тектонічного насування геомас. До них достовірно віднесені Північно-Донецький (вертикальна складова амплітуди 800-1500 м), Алмазний (амплітуда від 500-800 до 1400 м), Дробишівський (амплітуда 300м), Самарський (амплітуда 70-100м), Центральний (амплітуда 260-300 м), Осьовий або Ділеєвський (амплітуда близько 300 м).

На головному етапі інверсії тектонічного режиму, на протязі ларамійської та аттичної фаз альпійського орогенезу, колізійні деформації відбувалися в геодинамічних умовах концентрації осей стиснення в центральній частині ЗДГ. В зсуво-насувному режимі почалося насування дислокованих, зім'ятих в складки геомас осадового чохла від складчастого Донбасу на північний захід - в напрямку менш стиснених ділянок «геодинамічної тіні» південно-східного сегменту западини. Завдяки чому деформації осадової товщі могли відбуватися за кінематичним механізмом формування покривно-складчастої системи тектонічного насування осадових геомас (рис. 5). Формування типових покривно-складчастих систем відбувається під час поетапних дислокацій осадової товщі за рахунок перекриття давнішніх тектонічних пластин насунутими на них новоутвореними молодшими за віком пластинами покривів. Цей тектонічний процес зумовлює поступове нарощення осадового розрізу, що істотно деформується по вертикалі при одночасному значному його скороченню по площі.

Передбачено, що великі амплітуди горизонтальних переміщень в умовах обмеженого геологічного простору грабену зумовили значні викривлення в плані лінійних площин зсуво-насувів. Особливо це стосується трас магістральних герцинських – Північно-Донецького, Дробишівського та альпійських – Мар'ївського і Хрещищенського на північно-східному крилі і Самарського на південно-західному крилі Альпійської системи насування (рис. 4). Зі зміною простягання магістральних зсуво-насувів з північно-західного на західне одночасно відбувалися відповідні вигини осей прирозломних антиклінальних та синклінальних складок, сформованих в їх піднятих крилах, з тенденцією пристосування до зміни їх простягання. Незмінним лишилося північно-західне простягання магістральних зсуво-підкидів в осьовій зоні грабена – Суліно-Костянтинівського та Осьового (Ділеєвського).

Структурно-кінематичний аналіз рисунків тектонітів та ансамблів деформаційних структур, виконаний на порівняльній схемі герцинських, ларамійських та аттичних тектонітів, дозволив відновити кінематичний механізм тектонічної інверсії ДДЗ (рис. 6). Тектонічний каркас інверсійних деформацій на території ЗДГ утворюють три динамічно пов'язані лінійні зони горизонтально-зсувного контролю – Північно-Східна, Південно-Західна та Центральна. Перші дві виділяються в якості зовнішніх меж, що виокремлюють на території ЗДГ Західно-Донецький клиноформний сегмент тектонічного вклинювання геомас. За тектонофізичних ознак він діагностований тектонічним орокліном висування підсувного типу, згідно класифікації деформаційних структур горизонтального переміщення [26].

Центральна лінійна зона вторгнення геомас виділяється в осьовій зоні грабена, де її утворюють гілки магістральних зсуво-підкидів – Самарського, Суліно-Костянтинівського, Осьового (Ділеєвського) північно-західного простягання (рис. 4, 6). Вздовж них сформована велика, протяжна осьова складчаста зона прирозломних, кулісно зчленованих підкидо-складок, яку складають Великокомишуваська, Новотроїцька, Дружківсько-Костянтинівська та Головна лінійні антиклінали.

У форланді тектонічного сегмента вторгнення, на закінченнях магістральних зсуво-насувів альпійської та герцинської генерацій, сформувався тектонічний вузол динамічно пов'язаних тектонітів, який з точки зору тектонофізики діагностований передовим тектонічним віялом стиснення (рис. 6). Уздовж південно-західного крила тектонічного сегмента сформована протяжна смуга ешелонованих тектонічних покривів, контрольована каркасом альпійських та герцинських зсуво-насувів. На північно-східному крилі сегмента вторгнення, уздовж решітки ларамійських та аттичних Північно-Донецького, Мар'ївського Дробишівського та Лисичанського зсуво-насувів сформувалися зони кулісно зчленованих, прирозломних підкидо-складок (рис. 4, рис. 5 в частині 1).

Наукова новизна. За тектонофізичних ознак виділено три лінійні зони горизонтально-зсувного контролю, що могли слугувати динамічно пов'язаними «тектонічними рейками вторгнення» геомас, за якими покривно-складчастий алохтон насувався на слабо дислокований рифтогенний автохтон, а згодом, на герцинський неоавтохтон південно-східній частині ДДЗ. За результатами структурно-кінематичного аналізу деформацій вперше встановлено, що внаслідок інверсійних деформацій платформного осадового чохла під тиском «тектонічного штампа» складчас-

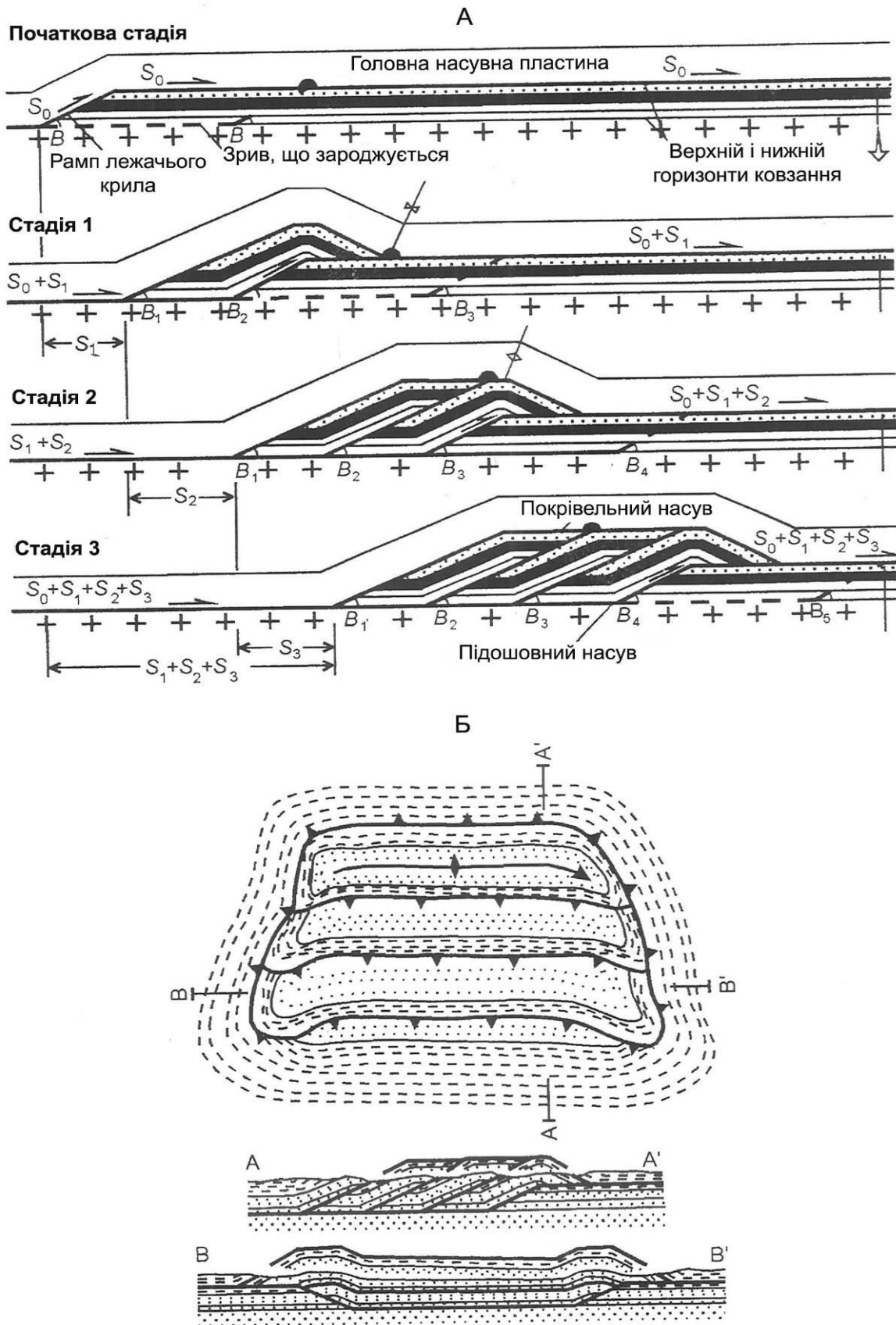


Рис. 5. Принципові схеми:

А – кінематичного механізму нарощування загальної товщини алохтонних утворень в розрізі з статними скороченням геологічного простору за рахунок формування нових тектонічних пластин-покровів. Б – покривно-складчастої системи тектонічного насунання осадових геомас: план та розрізи, за А.К. Худолеєм (СПбУ, ВСЕГЕИ, 2005)

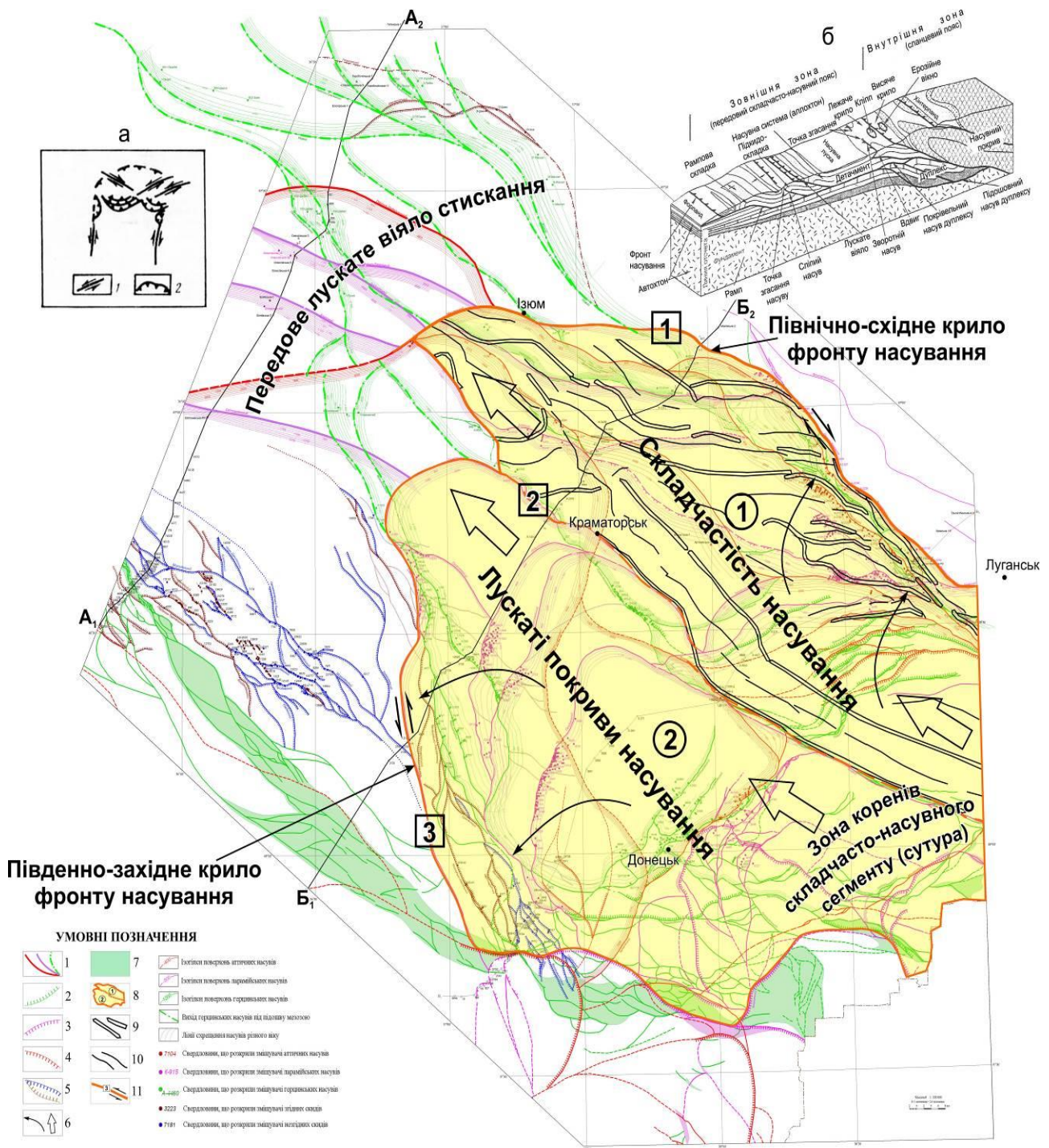


Рис. 6. Структурно-кінематична модель формування Західно-Донецької покривно-складчастої області. Умовні позначення: 1– тектонічне віяло стискання; 2-5 – рифтогенні скиди, згідні та незгідні; 6– напрямки розтікання і транспорту геомас; 7– Південно-Донецька меланжева зона; 8– сегмент тектонічного вклинювання: (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) [26], б- модель системи тектонічного насування, за А.К. Худолем (СПБУ, ВСЕГЕИ, 2005)

того Донбасу на території ЗДГ був сформований сегмент тектонічного вклинювання осадових геомас, що ускладнює рифтогенну структуру на південному сході ДДЗ. Його визначено головним структурним елементом Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області, яка вперше виділяється в якості інверсійної структури регіонального масштабу.

Висновки та практична значущість. Підсумком досліджень є розробка оригінальної структурно-кінематичної моделі тектонічної інверсії південно-східній частині ДДЗ. Згідно моделі, на початковому етапі інверсії, в пізньогерцинську епоху орогенеза, через загальне колізійне стиснення у підкидо-насувному режимі відбувалося тангенційне стиснення рифтогенної структури. Цей геодинамічний режим зумовив формування лінійних складчастих форм за механізмом поздовжнього вигинання та поперечне насунання осадових геомас від осьової зони в напрямку південного борту ЗДГ. На головному етапі інверсії, на протязі кіммерійської та альпійської епох, геодинамічну обстановку визначав тиск тектонічного штампа складчастого Донбасу, що

зазнав інверсійного підйому. Під його впливом вздовж тектонічної решітки ларамійських та аттичних зсуво-насувів на слабо дислокований синеклізний автохтон западини з південного сходу була насунута інтенсивно зім'ята в складки осадова товща. Тектонічні рейки поздовжнього вторгнення геомас сформувалися вздовж трьох динамічно пов'язаних лінійних зон горизонтально-зсувного контролю - Північно-Східної, Південно-Західної та Центральної. В межах грабена вони контролюють новітню тектонічну позицію сегмента тектонічного вклинювання геомас, сформованого за кінематичним механізмом поперечного ороклина висунання підсувного типу. Структурним результатом тектонічної інверсії рифтогенної структури на території ЗДГ розглядається формування інверсійної геоструктури регіонального масштабу – Західно-Донецької покривно-складчастої тектонічної області. Цей теоретичний висновок вважається підставою для корегування регіональних схем тектонічного та нафтогазогеологічного районування території ДДЗ та Східної нафтогазовидобувної області.

Література

1. Ненахов В.М. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). [Текст] / В.М. Ненахов, А.А. Щипанский. – М.: Геократгеос. – 2007. – 284 с.
2. Карта структурного районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М: 1:1000000 / Ред. Л. С. Галецкий // [Комплект карт] "Геология и металлогения юго-западной части Восточно-Европейской платформы" М: 1:1000000 / Гл. ред. А. Зарицкий. – К: Госкомгеология, Геопрогноз, Центрреология, ПО "Беларусь", ВСЕГЕИ, Воронежский госуниверситет. – 1992. – 6 л.
3. Геологическая история территории Украины. Палеозой. [Текст] / Отв. Ред. П. Цегельнюк. – К.: Наукова думка. – 1993. – 199 с.
4. Горайнов С.В. Об альпийском усложнении геологической структуры в различных регионах Украины [Текст] / С.В. Горайнов // Доповіді НАН України. – 1999. – № 8. – С. 106–111.
5. Горайнов С.В. О ларамийском усложнении геологических структур Украины [Текст] / С.В. Горайнов // Доповіді НАН України. – 2004. – № 12. – С. 114–121.
6. Гончар В.В. Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции) [Текст] / В.В. Гончар // Геофизический журнал. – 2019. – Т. 41. – № 5. – С. 47–86. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.184444>
7. Барташук О.В. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 3. Системна організація пострифтових реїдних деформацій [Текст] / О.В. Барташук // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія". – Вип. 51. – Х.: ХНУ, 2019. – С. 26–40. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2019-51-02>
8. Барташук О.В. Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 1. Колізійна тектоніка Західно-Донецького грабена [Текст] / О.В. Барташук // Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія". – Вип. 52. – Х.: ХНУ, 2020, 10–23. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-52-01>
9. Горайнов С. Прогноз локалізації та газонасності літологічних пасток південного сходу ДДЗ в межах ліцензійних ділянок ГПУ «Шебелинкагазвидобування». Частина 1. Створення структурно-геологічної основи: звіт про НДР (заключний) [Текст] / С. Горайнов, Ю. Склярченко / Договір №100 ШГВ 2017–2017 (тема № 34.521/2017–2017). – Х: УкрНДІГаз. – 2017. – 203 с.
10. Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000 [Комплект карт] / Гол. ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський. – К.: Мін. Охорони прир. серед. України, Держ. геол. служба України. – 2007. – 4 аркуші.
11. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. / Ред. П. Гожик. – Київ : ІГН НАН України. – Логос. – 2013. – 637 с.

12. Гончар В. Формирование и осадочное заполнение Днепровско–Донецкой впадины (геодинамика и фашии) в свете новых данных палеотектонического моделирования [Текст] / Геофизический журнал. – 2018. – Т. 40. – № 2. – С. 67–94. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128931>
13. Геология и нефтегазоносность Днепровско–Донецкой впадины. Стратиграфия. [Текст] / Отв. ред. Д. Айзенберг. – К.: Наук. думка. – 1988. – 148 с.
14. Хаин В. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия [Текст] / В. Хаин. – М.: Недра. – 1976. – С. 185–205.
15. Зоненшайн Л. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.1. [Текст] / Л. Зоненшайн, М. Кузьмин, Л. Натапов. – М.: Недра. – 1990. – 328 с.
16. Стовба С. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго–восточной части Днепровско–Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения [Текст] / С. Стовба, Р. Стифенсон // Геофизический журнал. – 2000. – Т. 22. – № 4. – С. 37–61.
17. Корчемагин В. Тектоника и поля напряжений Донбасса. Поля напряжений и деформаций в земной коре [Текст] / В. Корчемагин, Ю. Рябоштан. – М.: Наука. – 1987. – С. 164–170.
18. Анциферов А. Газоносность угольных месторождений Донбасса [Текст] / А. Анциферов., М. Туркель, М. Хохлов и др. – К.: Наук. Думка. – 2004. – 229 с.
19. Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины [Текст] / О. Б. Гинтов. – К.: Феникс, 2005. – 572 с.
20. Копп М. Кайнозойские поля напряжений/деформаций Донбасса и их вероятные источники [Текст] / М. Копп, В. Корчемагин // Геодинаміка, 2010. – Вип. 1 (9). – С. 17–48. <https://doi.org/10.23939/jgd2010.01.037>
21. Копп М., Колесниченко А., Мострюков А., Васильев Н. Реконструкция кайнозойских напряжений/деформаций востока Русской плиты и пути ее применения для решения региональных и прикладных задач [Текст] / М. Копп, А. Колесниченко, Н. Васильев // Геодинаміка, 2017, Вип. 2 (23) – С. 46–66. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.046>
22. Ребецкий Ю. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и приращений сейсмостектонических деформаций [Текст] / Ю. Ребецкий // Тектоника сегодня. – М.: ОИФЗ РАН. – 2002. – С. 227–243.
23. Геологічна карта докайнозойських утворень України. Масштаб 1:1000000. [Карта] / Отв. ред. В. Калінін. – К: Мін. Охорони прир. серед. України, Держ. геол. служба України. 2007. – 1 аркуш.
24. Дудник В. Киммерийское поле напряжений в пределах Ольховатско–Волынцевской антиклинали Донбасса, его связь с разрывными структурами и магматизмом [Текст] / В. Дудник, В. Корчемагин // Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26. – № 4. – С.75–84.
25. Гзовский М. Основы тектонофизики [Текст] / М. Гзовский. – М.: Наука. – 1975.– 536 с.
26. Копп М. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско–Гималайского пояса) [Текст] / М. Копп // Геотектоника. – 1991. – № 1. – С. 21–36.

UDC 551.24.548:242.7:248(477)

Oleksii Bartashchuk,

PhD (Geology), Leading Researcher, Department of Natural Gas Resources,
Ukrainian Scientific Research Institute for Natural Gases,
20 Gimnaziyna Naberejna, Kharkiv, 61010, Ukraine,
e-mail: alekseybart@gmail.com, <http://orcid.org/0000-0001-7831-6134>

TECTONIC INVERSION OF THE DNIEPER–DONETSK BASIN. PART 2. GEODYNAMIC SITUATIONS AND KINEMATIC MECHANISM OF RIFTOGENIC STRUCTURE DEFORMATIONS

Formulation of the problem. In the second part of the article, the geodynamic mode and the kinematic mechanism of destruction of the Dnieper–Donetsk Basin by tectonic movements of the Late Hercynian and Alpine stages of tectogenesis were studied. New results of tectonophysical studies of the structural–kinematic evolution of the Earth's crust of Dnieper–Donetsk Basin at the collision stage are presented. The subject of research is a complex of deformation structures that complicate the sedimentary cover in the transitional zone of with Donetsk Foldbelt.

Review of previous publications and studies. Using instrumental definitions of tectonite vergence, data of reconstruction of stress fields and quantitative modeling of deformations, a original kinematic model of tectonic inversion of the Dnieper–Donetsk Basin was developed.

Methods. Structural–kinematic analysis of the structural drawings of collisional deformation and tectonics structures was used for regional geotectonic studies.

Results. Tectonic inversion of the Dnieper–Donetsk Basin and Donbass began at the Late Hercynian epoch as a result of collisional movements of the compression orogen on the outskirts of the Paleotethis.

Tangential compression of the southwestern direction led to the formation of gentle tectonic faults in the sedimentary cover of the Western Donets Graben, along which a lattice of thrust faults was formed. For a set of extrusion of sedimentary rocks in the reverse–thrust mode from the axial super-compressed zone, tectonic transport of geomas took place in the direction of the zones of "geodynamic shadow" on the southern side. Collisional deformations of horizons by the mechanism of longitudinal bending of the layers caused the formation of linear uplift-folding in the northern part of the Graben, and echelons of scaly thrust covers in the southern. At the Mesozoic and Cenozoic epochs, in the mode of interference of the reverse–thrust and horizontal-strike-slip fields, the Hercynian thrust lattice and the near-fault uplift folds underwent collisional deformation with the formation of coulisse–jointed folded zones and echeloned thrust covers. Based on the kinematic model of tectonic inversion of the Western Donets Graben, the geodynamics of the formation of the transition zone between the Dnieper–Donets Basin and the Donetsk Foldbelt is reconstructed. These data are the basis for adjusting the regional schemes of tectonic and oil and gas geological zoning.

Scientific novelty and practical significance. The grouping of the compression axes in the western part of the Donbass caused the formation of a gorst-like geoblock-stamp, under the pressure of which the dislocated geomasses were thrusting onto the synclisic cover of the southeastern segment of the depression. In the Western Donetsk Graben, the allochthonous stratum formed the body of the tectonic wedging geomas segment. Along the main strike–slip faults, which form the "tectonic rails" of the invasion, geodynamic zones of displacement of geomas were formed, composed of en-echelon articulated upthrust-folds. In its foreland, at the ends of the main strike–slip faults, an advanced scaly compression fan was formed, and in the hinterland, folded sutures were formed on the roots of the thrust covers. The main result of the research is a fundamentally new kinematic model of tectonic inversion of the Dnieper-Donetsk Basin. The model provides that the deformations of the riftogenic structure within the Graben were carried out according to the kinematic mechanism of the formation of a transverse orocline protruding under the pressure of the tectonic geoblock-stamp of the Donetsk Foldbelt.

Keywords: geodynamic regimes, kinematic mechanism, wedging segment, protruding orocline, tectonic stamp of the Donetsk Foldbelt.

References

1. Nenakhov, V.M., Shchipansky, A.A. (2007). *Mineragenic studies of territories with a two-tiered structure (on the example of the Voronezh crystalline massif)*. Moscow, Russia, *Geokratgeos*, 284.
2. Zaritskiy, A. ed. (1992). *Map of the structural zoning of the Precambrian of the southwestern part of the East European Platform. M: 1: 1000000. "Geology and metallogeny of the southwestern part of the East European platform" 1: 1000000*. Kiyv, *Goskomgeologiya, Geoprognosis, Centrgeology, PO "Belarus", VSEGEL, Voronezh State University*, 6.
3. Tsegelnyuk, P. ed. (1993). *Geological history of the territory of Ukraine. Paleozoic*. Kiyv, *Naukova Dumka*, 199.
4. Goryaynov, S.V. (1999). *About the Alpine complication of the geological structure in different regions of Ukraine. Rept of the National Academy of Sciences of Ukraine*, 8, 106-111.
5. Goryaynov, S.V. (2004). *About Laramian complication of geological structures of Ukraine. Rept of the National Academy of Sciences of Ukraine*, 12, 114-121.
6. Gonchar, V.V. (2019). *Tectonic inversion of the Dnieper-Donetsk depression and Donbass (models and reconstructions)*. *Geophysical journal*, 41(5), 47-86. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.184444>
7. Bartashchuk, O.V. (2019). *Horizontal displacement of geomassives nearcontinental riftogenic geostructures (for example of the Dnieper-Donetsk paleorift). Part 3. Systemic organization of postrift reid deformations*. *Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology"*, 51, 26-40. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2019-51-02>
8. Bartashchuk, O.V. (2020). *Tectonic inversion of the Dnieper-Donetsk Basin. Part 1. Collisional tectonics of the Western-Donetsk Graben*. *B Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology"*, 52, 10-23. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-52-01>
9. *Forecast of localization and gas content of lithological pastes from the outbreak of the DDB in the boundaries of licensed sites of the "Shebelinkagazvidobuvannya" State Enterprise. Part 1. Structure of the structural and geological basis [Report on implementation of research works for 2017 (34.521/2017-2017)]*, Kharkiv, *UkrNDIGaz*, 203.
10. Kruglov, S.S., Gurskiy, D.S. ed. (2007). *Tectonic map of Ukraine. Scale 1: 1,000,000*. Kiyv, *Ministry of protect nature and Environment of Ukraine, State Geol. Service of Ukraine*, 4.
11. Gozhik, P. ed. (2013). *Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine*. Kiev, *Logos*, 637.
12. Gonchar, V.V. (2018). *Formation and sedimentary filling of the Dnieper-Donetsk depression (geodynamics and facies) in the light of new data of paleotectonic modeling*. *Geophysical journal*, 40(2), 67-94. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128931>
13. Eisenwerg, D. ed. (1988). *Geology and oil and gas content of the Dnieper-Donetsk Basin. Stratigraphy*. Kiyv, *Nauk. Dumka*, 148.
14. Khain, V. (1976). *Regional geotectonics. Extra-Alpine Europe and Western Asia*. Moscow, *Nedra*, 185-205.

15. Zonenshain, L., Kuzmin, M., Natapov, L. (1990). *Tectonics of lithospheric plates in the USSR. Book 1. Moscow: Nedra*, 328.
16. Stovba, S., Stephenson, (2000). R. *Comparative analysis of the structure and history of the formation of the south-eastern part of the Dnieper-Donetsk Basin and the Donetsk storage facility. Geophysical Journal*, 22(4), 37-61.
17. Korchemagin, V., Ryaboshan, Yu. (1987). *Tectonics and stress fields of Donbass. Fields of stresses and deformations in the earth's crust. Moscow, Nauka*, 164-170.
18. Antsiferov, A., Tirkel, M., Khokhlov, M. et al. (2004). *Gas content of coal deposits in Donbass. Kiyv, Nauk. Dumka*, 229.
19. Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the earth's crust of Ukraine. Kiyv, Phoenix*, 572.
20. Kopp, M., Korchemagin, V. (2010). *Cenozoic stress / strain fields of Donbass and their probable sources*, 1 (9), 17-48. <https://doi.org/10.23939/jgd2010.01.037>
21. Kopp, M., Kolesnichenko, A., Mostryukov, A., Vasiliev, N. (2017). *Reconstruction of Cenozoic stresses / deformations of the east of the Russian plate and the ways of its application for solving regional and applied problems. Geodynamika*, 2(23), 46-66. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.02.046>
22. Rebetskiy, Yu. (2002). *Review of methods for reconstruction of tectonic stresses and increments of seismotectonic deformations. Tectonics today. Moscow, OIFZ RAN*, 227-243.
23. Kalinin, V. Resp. ed. (2007). *Geological map of pre-Cenozoic statements of Ukraine. Scale 1: 1,000,000. Kiyv, Ministry of protect nature and Environment of Ukraine, State Geol. Service of Ukraine*, 1.
24. Dudnik, V., Korchemagin, V. (2004). *Cimmerian stress field within the Olkhovatsko-Volyntsevskaya anticline of Donbass, its relationship with rupture structures and magmatism. Geophysical Journal*, 26(40), 75-84.
25. Gzovsky, M. (1975). *Fundamentals of tectonophysics. Moscow, Nauka*, 536.
26. Kopp, M. (1991). *Structural patterns associated with longitudinal displacements within the fold belts (for example of the Mediterranean-Himalayan Belt). Geotectonics*, 1, 21-36.