

**Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна
Міністерство освіти і науки України
Інститут геологічних наук
Національна академія наук України**

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

БАРТАЩУК ОЛЕКСІЙ ВАЦЛАВОВИЧ

УДК 551. 242./243(477)

ДИСЕРТАЦІЯ
**«Геодинамічні умови нафтогазоносності Дніпровсько-
Донецького палеорифту»**

Спеціальність 04.00.01—загальна та регіональна геологія
(Науки про Землю)

Подається на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів та текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.

_____ О. В. Бартащук

Науковий консультант— Суярко Василь Григорович, доктор геолого-
мінералогічних наук, професор

АНОТАЦІЯ

Барташук О. В. Геодинамічні умови нафтогазоносності Дніпровсько-Донецького палеорифту. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.01 – загальна та регіональна геологія. – Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна Міністерства освіти і науки України; Інститут геологічних наук НАН України. – Київ, 2021.

Дисертація присвячена дослідженню геодинамічних умов протікання процесів нафтогазонакопичення та структуроформування протягом геологічної еволюції ДДП на основі комплексу геологічних і непрямих тектонофізичних, геофізичних і дистанційних методів аналізу диз'юнктивних і плікативних дислокацій. На прикладі ДДП встановлено динамічні обстановки, тектонічні режими і кінематичні механізми, що визначали загальний напрямок та характер структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори Східно-Європейської платформи у фанерозої.

Наукова новизна результатів дисертаційного дослідження, які є його основними науковими положеннями, полягає у тому, що вперше:

Розроблено наукову теорію деформаційного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних структурах, основу на новітніх геолого-геофізичних даних, інтерпретованих на засадах мобілістичних концепцій «атермічного рифтингу» та динамічної тектоніки зсувних і колізійних рифтогенних басейнів. Визначальним фактором геологічної еволюції земної кори є активізація глибинних розломів з формуванням деформаційного каркасу, складеного реверсним типом розломів, який контролює дислокаційні процеси пластичної тектонічної течії геомас кристалічних і осадових гірських порід. Вони обумовлюють трансформацію розломно-блокової рифтової тектоніки у пликативно-дислоковану за рахунок внутрішнього перерозподілу геомас гірських порід в межах тектонічних блоків та інверсійне структуроформування.

Формування скупчень ВВ відбувається по завершенні процесів структуроформування і забезпечується парагенетичним зв'язком певних генетичних типів тріщинуватості з орієнтацією у надрах рифтогенних басейнів головних осей поля тектонічних напруг. Він зумовлює таке природне явище: у межах зон сколювання максимальна кількість відкритих тріщин сколювання і відриву утворюється в перерізах гірських порід, що є паралельними до вісі σ_1 головних напруг стискання та ортогональними до вісі σ_3 головних напруг розтягання. Проте максимальна кількість зімкнутих тріщин сколювання, локалізується у площині, що паралельна до вісі σ_3 та ортогональна до вісі σ_1 . Через прояв просторово-часової інверсії генетичних типів тектонічної тріщинуватості уздовж певних азимутальних напрямків утворюються геологічно закриті системи розломів, що є структуроформуючими, а в ортогональних до них напрямках формуються відкриті системи розломів, що слугують шляхами висхідного тепломасоперенесення та розвантаження глибинних ВВ-флюїдів. У геодинамічних зонах стиснення земної кори формуються складчасті плащові (прирозломні та міжрозломні) та лінійні (надрозломні) зони інверсійних деформацій, а на ділянках розсування геоблоків утворюються геодинамічні зони розтягу, де формуються зони нафтогазонакопичення. Таким чином, зони сучасного розтягу/стискання земної кори контролюють розподіл зон інверсійної складчастості та нафтогазоносності у рифтогенних басейнах.

Удосконалено методику реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на основі комплексування геологічних, геофізичних, тектонофізичних і дистанційних методів аналізу диз'юнктивних і плікативних дислокацій. Працездатність та достовірність результатів комплексної методики доведено в ДДП при вивченні динамічних обстановок і кінематичних механізмів структуроформування та нафтогазонакопичення. З її використанням встановлено, що на етапах тектонічної інверсії в геодинамічній обстановці інтерференції загальноплатформного колізійного

стискання та регіонального горизонтально-зсувного поля напруг проявилось п'ять кінематичних механізмів деформацій рифтогенної структури:

- поздовжнє видовження структури за рахунок антітетичних поворотів геоблоків уздовж динамічно пов'язаних кулісно зчленованих горизонтальних зсувів одноіменної кінематики з утворенням геодинамічних зон стиснення;
- поперечне висування геоблоків шляхом синтетичних обертань за динамічно пов'язаними системами горизонтальних зсувів різноіменної кінематики з утворенням геодинамічних зон стиснення;
- поздовжнє видовження структури за рахунок горизонтальних рухів різноіменної кінематики з обертанням геоблоків уздовж двох діагональних динамічно пов'язаних горизонтальних зсувів з розсуванням геомас гірських порід у протилежних напрямках і утворенням геодинамічних зон розтягу;
- «тектонічний мегабудинаж» блоків кристалічного фундаменту за рахунок їх природного «вальцювання» через зворотно-поступальні рухи без обертань поміж двох динамічно пов'язаних систем горизонтальних зсувів;
- формування тектонічного орокліну поперечного висування підсувного типу під тиском мегаблоку тектонічного штампу прилеглого орогену зі скороченням геологічного простору по латералі при неседиментаційному нарощуванні розрізу через формування складчастих покривів насунання.

Розроблено *геологічну модель структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП*, що враховує напрям, динаміку та кінематику природного явища геодинамічної інверсії геодинамічних осей поля напруг, яке визначає інверсію генетичних типів регіональних систем розломів у фанерозої. В її рамках складено *схему системної організації інверсійних деформацій ДДП*, головними елементами якої є Західно-Донецька покривно-складчаста область та дві регіональні поздовжні зони деформацій, сформовані у контрастних динамічних обстановках транспресії (Південна) і транстенсії (Північна);

Практичне значення дисертаційного дослідження полягає у впровадженні у практику науково-виробничої діяльності філій ПАТ «Укргазвидобування»:

- комплексної методики реконструкції напружено-деформованого стану земної кори та аналізу деформацій, працездатність, ефективність та достовірність результатів якої доведено у Східно-Українській нафтогазоносній провінції;
- формалізованої геологічної моделі структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП, представленої схемами просторово-часової інверсії головних осей поля тектонічних напруг, еволюції тектонічних режимів і планів деформацій, що засвідчують етапність формування структури ДДП у геохронології фанерозоя;
- морфогенетичної класифікації інверсійних диз'юнктивних та плікативних структур, представленої кінематичними моделями структурних парагенезів горизонтального зсування та складчастих зон, сформованих за механізмом пластичної тектонічної течії геомас гірських порід;
- тектонічної схеми системної організації інверсійних деформацій рифтогенної структури ДДП;
- рекомендацій на постановку геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ у центральній частині ДДП, у геодинамічній зоні максимального сучасного розтягу земної кори, з метою виявлення нових зон нафтогазоносності, приурочених до прогнозованих зон інверсійної складчастості.

Результати дисертаційного дослідження впроваджено на пошукових площах та родовищах нафти і газу ПАТ «Укргазвидобування» з умовною економічною ефективністю 1682641,1 тис. грн. Основні положення дисертації впроваджені автором у навчальний процес Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна при викладанні дисципліни «Геологічні умови формування родовищ нафти та газу».

Ключові слова: Дніпровсько-Донецький палеорифт, планетарна решітка тріщинуватості, системи розломів, тектонофізичні методи, геодинамічні умови, кінематичний механізм, рифтогенез, тектонічна інверсія, зони розтягу/стискання земної кори, складчасті зони інверсійних деформацій.

ABSTRACT

Bartashchuk, O.V. Geodynamic conditions of oil and gas potential of the Dnieper-Donetsk paleorift. - Qualifying scientific work on the rights of the manuscript.

The dissertation on competition of a scientific degree of the doctor of geological sciences on a specialty 04.00.01 - general and regional geology. – V.N. Karazin Kharkiv National University of the Ministry of Education and Science of Ukraine; Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine. - Kyiv, 2021.

The dissertation is devoted to the study of geodynamic conditions of oil and gas accumulation and structure formation during the geological evolution of DDP on the basis of a complex of geological and indirect tectonophysical, geophysical and remote methods of analysis of disjunctive and plicative dislocations. On the example of DDP, dynamic conditions, tectonic regimes and kinematic mechanisms were determined, which determined the general direction and nature of the structural-kinematic evolution of the continental crust of the Eastern European platform in the Phanerozoic.

The scientific novelty of the results of the dissertation research, which are its main scientific provisions, is that for the first time:

The scientific theory of deformation structure formation and oil and gas accumulation in continental rifting structures has been developed, based on the latest geological and geophysical data interpreted on the basis of mobilistic concepts of "athermic rifting" and dynamic tectonics of landslide and collision rifting. The determining factor in the geological evolution of the earth's crust is the activation of deep faults with the formation of a deformation framework composed of a reverse type of faults, which controls the dislocation processes of plastic tectonic flow of geomass of crystalline and sedimentary rocks. They cause the transformation of fault-block rift tectonics into plicative-dislocated due to the internal redistribution of geomass rocks within tectonic blocks and inversion structure formation.

The formation of oil and gas fields occurs upon completion of the structure-forming processes and is provided by the paragenetic connection of certain genetic types of fractures with the orientation in the subsoil of the rift basins of the main axes of the tectonic stress field. It causes the following natural phenomenon: within the chipping zones, the maximum number of open cracking and tearing cracks is formed in the cross sections of rocks that are parallel to the axis σ_1 of the main compressive stresses and orthogonal to the axis σ_3 of the main tensile stresses. However, the maximum number of closed chipping cracks is localized in a plane parallel to the σ_3 axis and orthogonal to the σ_1 axis. Due to the manifestation of spatio-temporal inversion of genetic types of tectonic fracture along certain azimuthal directions, geologically closed fault systems are formed, which are structure-forming, and in orthogonal to them open fault systems are formed, which serve as ascending heat transfer and mass transfer paths. In the geodynamic zones of compression of the earth's crust folded mantle (fracture and fracture) and linear (fracture) zones of inversion deformations are formed, and in the areas of geoblock displacement geodynamic tensile zones are formed, where oil and gas accumulation zones are formed. Thus, the zones of modern stretching / compression of the earth's crust control the distribution of zones of inversion folding and oil and gas in the subsoil.

The method of reconstruction of the stress-strain state of the earth's crust based on a combination of geological, geophysical, tectonophysical and remote methods of analysis of disjunctive and plicative dislocations has been improved. Workability and reliability of results of the complex technique are proved in the DDP in the study of dynamic conditions and kinematic mechanisms of structure formation and oil and gas accumulation. Using it, it was established that at the stages of tectonic inversion in the geodynamic environment of interference of general platform collision compression and regional horizontal-shear stress field, five kinematic mechanisms of deformations of the rift-like structure appeared:

- longitudinal elongation of the structure due to antithetical rotations of geoblocks along dynamically connected rockerically articulated horizontal

shifts of the kinematics of the same name with the formation of geodynamic compression zones;

- transverse extension of geoblocks by synthetic rotations on dynamically connected systems of horizontal shifts of different kinematics with the formation of geodynamic compression zones;

- longitudinal elongation of the structure due to horizontal movements of different kinematics with rotation of geoblocks along two diagonal dynamically connected horizontal shifts with displacement of geomass of rocks in opposite directions and formation of geodynamic tensile zones;

- "tectonic megabuilding" of blocks of the crystalline base due to their natural "rolling" through reciprocating movements without rotation between two dynamically connected systems of horizontal shifts;

- formation of tectonic orocline of transverse extension of sliding type under pressure of megablock of tectonic stamp of adjacent orogen with reduction of geological space on lateral at non-sedimentary increase of a section through formation of folded covers of pushing.

A geologic model of structural-kinematic evolution of the Earth's crust DDP is developed, which takes into account the direction, dynamics and kinematics of the natural phenomenon of geodynamic inversion of geodynamic axes of stress fields, which determines the inversion of genetic types of regional fault systems at the Phanerozoic. Within its framework the scheme of the system organization of inversion deformations of DDP is made, the main elements of which are the Western-Donetsk Cover-Folded Region and two regional longitudinal deformation zones formed in contrasting dynamic conditions of transpression (Southern) and transtension (Northern);

The practical significance of the dissertation research lies in the introduction into practice of research and production activities of the branches of PJSC "Ukrgezvydobuvannya":

- a comprehensive method of reconstruction of the stress-strain state of the earth's crust and analysis of deformations, the efficiency, effectiveness and

reliability of the results of which have been proven in the Eastern Ukrainian oil and gas province;

- formalized geological model of structural-kinematic evolution of the Earth's crust DDP, represented by schemes of spatio-temporal inversion of the main axes of the field of tectonic stresses, evolution of tectonic regimes and deformation plans, indicating the stages of formation of DDP structure in phanerozoic geochronology;

- morphogenetic classification of inversion disjunctive and plicative structures, represented by kinematic models of structural paragenesis of horizontal displacement and folded zones, formed by the mechanism of plastic tectonic flow of geomass rocks;

- tectonic scheme of system organization of inversion deformations of rifting structure of DDP;

- recommendations for setting up geological exploration for oil and gas in the central part of the DDP, in the geodynamic zone of the maximum modern stretching of the earth's crust, in order to identify new oil and gas zones, timed to the projected zones of inversion folding.

The results of the dissertation research were implemented on the exploration areas and deposits of JSC "Ukrgezvydobuvannya" with conditional economic efficiency of 1682 641.1 thousand UAH. The main provisions of the dissertation were introduced by the author into the educational process of Kharkiv National University named after V.N. Karazin in teaching the discipline "Geological conditions of formation of oil and gas fields."

Key words: Dnieper-Donetsk paleorift, planetary fracture lattice, fault systems, tectonophysical methods, geodynamic conditions, kinematic mechanism, rifting, tectonic inversion, zones of stretching / compression of the earth's crust, folded zones of inversion deformations.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

• Монографії

1. Газоносность и ресурсы метана угольных бассейнов Украины: [монография]: в 3-х тт. УкрНИМИ НАН Украины. – Донецк: изд. Вебер (Донецкое отделение), 2009. – ISBN 978-966-335-304-3. Т. 2. Углегазовые и газовые месторождения Северо-Восточного Донбасса, ДДВ и Львовского бассейна [А. В. Анциферов, ... **О. В. Барташук** и др.] – 478с. – ISSN 978-966-335-338-8. (*Особистий внесок автора – підрозділ 5.1. «Южная прибортовая зона Днепровско-Донецкой впадины»*).

• Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації у наукових фахових виданнях України:

2. **Барташук О. В.**, Харченко С. Д. Перспективы разведки новых газовых залежей на Волоховском месторождении // Нефтяная и газовая промышленность. – Киев: "Техника". – 1990. - № 2. – С. 6-7. (*Особистий внесок автора – вивчено тектонічні передумови формування покладів ВВ*).

3. **Барташук О. В.**, Бенько В. М., Мачужак М. І. та ін. Про відкриття Східно-Виноградівського газового родовища в Україні // Проблеми нафтогазової промисловості: Зб. наук. пр. ДП "Науканафтогаз", вип. 3, Київ, 2006. – С. 56-60. (*Особистий внесок автора – досліджено тектонічну будову та нафтогазоносність Східно-Виноградівського ГКР*).

4. **Барташук О. В.**, Височанський І. В., Репринцев В. І, Здоровенко М. М. Прогнозування нової зони нафтогазонакопичення в південній крайовій частині Дніпровсько-Донецької западини // *Геолог України*, 2013, № 2, С. 15-20. (*Особистий внесок автора – досліджено тектонічні передумови нафтогазоносності*). Наукометрична база – *Index Copernicus*.

5. Василенко О. Л., **Барташук О. В.**, Панасенко В. А. Елементи здвигової тектоніки в формуванні Східно-Медведівського підняття // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2013, № 1049, С. 13-21. (*Особистий внесок*

автора – діагностовано кінематичний механізм деформацій).
Наукометрична база – Index Copernicus.

6. **Барташук О. В.** Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Лінеamenti // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2016, вип. 45, С. 14-22. – *Наукометрична база – Index Copernicus.*

7. **Барташук О. В.** Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2017, вип. 47, С. 7-17. – *Наукометрична база – Web of Science.*

8. **Барташук О. В.** Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 3. Структурно-кінематичні парагенези тектонічної течії зон горизонтально-здвигових дислокацій // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2018, вип. 48, С. 12-27. – *Наукометрична база – Web of Science.*

9. **Барташук О. В.** Структурні прояви об'ємної тектонічної рухомості кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2018, вип. 45, С. 40-52.

10. **Барташук О. В.,** Суярко В. Г. Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровсько-Донецького палеорифта). Частина 1. Структурні прояви тектонічної течії у фундаменті // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2018, вип. 49, С. 10-23. (*Особистий внесок автора – досліджено колізійні деформації фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифта*). *Наукометрична база – Web of Science.*

11. **Барташук О. В.** Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Структурні прояви реїдної деформації в осадовому чохла // *Тектоніка і стратиграфія*, 2019, вип. 46, С. 5-16.
12. **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"*, 2019, вип. 50, С. 27-41. (*Особистий внесок автора – досліджено колізійні деформації осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифта*). Наукометрична база – Web of Science.
13. **Барташук О. В.** Горизонтальні переміщення геомасивів у континентальних рифтогенних геоструктурах (на прикладі Дніпровського-Донецького палеорифта). Частина 3. Системна організація пострифтових реїдних деформацій // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2019, вип. 51, С. 26- 40. – Наукометрична база – Web of Science.
14. **Барташук О. В.** Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 1. Тектоніка зони зчленування з Донецькою складчастою спорудою. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019, 3 (180), С. 77-90.
15. **Барташук О. В.** Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 2. Кінематичні механізми тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2019, 4 (181), С. 32-44.
16. **Барташук О. В.** Колізійні деформації Дніпровсько-Донецької западини. Стаття 3. Геодинамічна модель тектонічної інверсії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2020, 1-2 (182-183), С. 1-13.
17. **Барташук О. В.** Структурно-кінематична еволюція земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Кінематичні механізми пострифтових структурних деформацій осадового чохла Дніпровсько-

Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2020. - Вип. 47. С. 55-62.

18. **Барташук О. В.** Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 1. Колізійна тектоніка Західно-Донецького грабена // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*. 2020, вип. 52, С. 10-23. - Наукометрична база – *Web of Science*.

19. **Барташук О. В.** Тектонічна інверсія Дніпровсько-Донецької западини. Частина 2. Геодинамічні обстановки і кінематичний механізм деформацій рифтогенної структури // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*. 2020, вип. 53, С. 10-23. - Наукометрична база – *Web of Science*.

20. **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(20). С. 51-65. (*Особистий внесок автора – досліджено колізійні деформації осадового чохла Західно-Донецького грабена*). Наукометрична база – *Index Copernicus*.

• Наукові праці, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації у зарубіжних спеціалізованих виданнях

21. **Барташук А. В.** Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Тектоника Западно-Донецкого грабена // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2020, Т. 15, № 3. Наукометрична база – *Ulrich's Periodicals Directory, GeoRef*.

22. **Барташук А. В.** Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамические режимы и кинематический механизм деформаций // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. - 2020. - Т. 15. - № 4. – Наукометрична база – *Ulrich's Periodicals Directory, GeoRef*.

• Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації (матеріали конференцій):

23. **Барташук О. В.**, Лизанець А. В. Пріоритетні напрямки пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ у південній прибортовій зоні ДДЗ. Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні: Матеріали Міжнародної наукової конференції, Харків, 24-26 травня 2006 р. –Харків: Укрндігаз, 2006. – С. 60. *(Особистий внесок автора – обґрунтовано напрями першочергових робіт на нафту і газ).*

24. **Барташук А. В.**, Кривуля С. В., Лизанець А. В. Перспективы открытия и освоения месторождений типа tight gas на Востоке Украины. Тезисы докладов Международной конференции «GEOTERTOL 2012». – Краков: Институт нефти и газа, Польша, 17-20 сентября 2012. *(Особистий внесок автора – досліджено розподіл зон tight gas на Сході України).*

25. Кривуля С. В., Василенко А. Л., **Барташук А. В.** Соляно-сдвиговые структуры – новый перспективный объект для поисков нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине / А. В. Барташук // Матеріали III-ої Міжнародної науково-практичної конференції "Нафтогазова геофізика – інноваційні технології". – Івано-Франківськ, 20-24 травня 2013р. – С. 79-83. *(Особистий внесок автора – обґрунтовано кінематичний механізм формування соляно-здвигових структур).*

26. Костів А. Л., **Барташук О. В.** До вивчення глибинної будови Солохівського пошукового об'єкту / Зб. наукових праць Всеукраїнської науково-практичної конференції з міжнародної участю "Сучасні проблеми нафтогазової галузі" (присвячена пам'яті П. Ф. Шпака). - Київ, 16-17 червня 2016 р. – С. 38-41. *(Особистий внесок автора – обґрунтовано механізм формування пасток ВВ).*

27. **Барташук О. В.** Геодинамічна еволюція напружено-Деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту/ Матеріали Міжнародної наукової конференції "Геологія і геохімія горючих копалин (присвячена 100-річчю від дня народження академіка Г. Н. Доленка), Львів, 23-25 лютого 2017 року. – С. 18-20.

28. **Барташук О. В.** Модель структурно-кінематичної еволюції Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої / Матеріали II-ої Міжнародної наукової конференції "Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи", Київ, 6-8 вересня 2017 року. – С. 28-33.

29. **Барташук О. В.** Горизонтальні переміщення і пострифтові деформації платформного осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої / Матеріали III-ої Міжнародної наукової конференції "Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи", Київ, 2-5 вересня 2019 року. – С. 5-9.

• Наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації

30. **Барташук О. В.**, Єрошин Є. В., Каменев В. О., Бугрим В. П. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Геотехнології. Видавництво: НТУ «Харківський політехнічний інститут», 2018, число.1, № 1, С. 12-26. ISSN 2616-8839. (Особистий внесок автора – досліджено механізм просторово-часової інверсії параметрів поля напруг).*

31. **Барташук О. В.** Еволюція геодинамічних умов нафтогазоносності земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2017, вип. 44, С. 44-56.

32. **Барташук О. В.** Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Доповіді НАН України*, 2019, № 3, С. 62-71.

33. **Барташук А. В.** Коллизионные деформации Днепровско-Донецкой впадины. Геодинамическая модель тектонической инверсии // *Нефтегазовая геология. Теория и практика.* - 2020. - Т. 15. - № 5. – *Наукометрична база – Ulrich's Periodicals Directory, GeoRef.*

ЗМІСТ

ВСТУП	19
РОЗДІЛ 1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕННЯ ТЕКТОНІКИ ТА ГЕОДИНАМІКИ РИФТОГЕННИХ ГЕОСТРУКТУР.....	29
1.1 Сучасні уявлення з регіональної тектоніки та геодинаміки континентальних рифтогенних басейнів	29
1.2 Історія досліджень глибинної геологічної будови Дніпровсько- Донецького палеорифту	48
1.3 Історія досліджень геодинамічних механізмів формування Дніпровсько-Донецького палеорифту	73
1.4 Висновки до першого розділу	89
РОЗДІЛ 2. МЕТОДОЛОГІЯ РЕКОНСТРУКЦІЇ НАПРУЖЕНО- ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ЗЕМНОЇ КОРИ.....	92
2.1. Сучасні тектонофізичні методи реконструкції поля тектонічних напруг на підставі аналізу розломних систем та деформацій	92
2.1.1 Структурний аналіз.....	94
2.1.2 Дислокаційний аналіз	100
2.2 Діагностичні індикатори реконструкції головних параметрів поля тектонічних напруг та кінематичного механізму деформацій	102
2.3 Комплексна методика реконструкції напружено-деформованого стану земної кори та геодинамічного аналізу деформаційних структур.....	110
2.4 Висновки до другого розділу	129
РОЗДІЛ 3. НАУКОВІ ЗАСАДИ ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ СИСТЕМ РОЗЛОМІВ ДНІПРОВСЬКО- ДОНЕЦЬКОГО ПАЛЕОРИФТУ	132
3.1 Реалізація напрямків планетарної регматичної решітки у регіональних системах розривів	132

3.2 Реконструкція напружено-деформованого стану земної кори на етапах структурно-кінематичної еволюції палеорифту у фанерозої.....	147
3.3 Висновки до третього розділу	155
РОЗДІЛ 4. КІНЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО ПАЛЕОРИФТУ	158
4.1 Реконструкція напружено-деформованого стану континентальної земної кори на етапі рифтингу	160
4.2 Оригінальна кінематична модель рифтогенезу	164
4.3 Висновки до четвертого розділу.....	175
РОЗДІЛ 5. КІНЕМАТИЧНІ МЕХАНІЗМИ ІНВЕРСІЙНИХ ДЕФОРМАЦІЙ РИФТОГЕННОЇ СТРУКТУРИ.....	177
5.1 Діагностика кінематичних механізмів інверсійних деформацій	179
5.1.1 Механізми ускладнення структури докембрійського фундаменту.....	179
5.1.2 Механізми деформаційного структуроформування у платформному осадовому чохлі.....	199
5.2 Відображення інверсійних деформацій у потенційних геофізичних полях та неотектонічних рухах	242
5.3 Висновки до п'ятого розділу	256
РОЗДІЛ 6. ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОДИНАМІЧНИХ ОБСТАНОВОК СТРУКТУРОФОРМУВАННЯ ТА НАФТОГАЗОНАКОПИЧЕННЯ У ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОМУ ПАЛЕОРИФТІ	260
6.1 Наукова теорія деформаційного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних геоструктурах	260
6.2 Закономірності розподілу геодинамічних зон розтягу/стискання земної кори та контрольованих ними зон інверсійної складчастості і нафтогазонакопичення у структурі осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту	275
6.3 Висновки до шостого розділу	284

ВИСНОВКИ.....	288
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	295
ДОДАТОК 1. Список публікацій здобувача за темою дисертації	314
ДОДАТОК 2. Довідка про обсяги додаткового видобутку вуглеводнів та економічний ефект від впровадження результатів науково-дослідних робіт під керівництвом Барташука О.В. за 2016-2019 рр., які містять практичні напрацювання автора згідно наукових положень дисертаційної роботи	320

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми дослідження. Актуальною проблемою регіональної геології є з'ясування геологічної будови та історії Дніпровсько-Донецького палеорифту (ДДП) на основі встановлення характеру диз'юнктивних і плікативних дислокацій. Важливим напрямом динамічної геології є виявлення динамічних обстановок процесів геологічної еволюції ДДП на підставі реконструкції напружено-деформованого стану континентальної земної кори у фанерозої. Відновлення тектонічних режимів і кінематичних механізмів процесів структуроформування та нафтогазонакопичення є основою для вивчення закономірностей розподілу перспективних зон нафтогазоносності у надрах осадового басейну. Наразі великий обсяг нових фактичних геолого-геофізичних даних потребує інтерпретації з використанням непрямих тектонофізичних методів структурного та дислокаційного аналізу, ефективність яких доведено при реконструкції тектонічних режимів деформацій, динаміки та кінематики рухів блоків і пересувань геомас гірських порід в їх межах, механізмів інверсійної складчастості у рифтогенних басейнах.

Вияснення характеру інверсійних дислокацій дозволить вивчити геодинамічні умови структуроформування і нафтогазонакопичення, що склалися на протязі геологічної історії ДДП та розробити достовірну модель геологічної еволюції земної кори у фанерозої. Модель визначатиме закономірності розподілу геодинамічних зон розтягу земної кори, що є шляхами глибинного тепломасоперенесення і надходження вуглеводнів (ВВ) у надра рифтогенного басейну та зон стиснення, якими контролюються структурні зони інверсійної складчастості, де локалізуються перспективні зони нафтогазоносності. Результати дослідження сприятимуть удосконаленню теорії та методології реконструкції напружено-деформованого стану земної кори, достовірному моделюванню геологічної еволюції континентальних рифтогенних структур на теренах Східноєвропейської платформи (СЄП).

Ефективність геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ залежить від правильного розуміння динамічних обстановок, тектонічних режимів і кінематичних механізмів структуроформування та нафтогазонокопичення. В ДДП розміщується Східноукраїнська нафтогазоносна провінція (СНП), яка є основним нафтогазовидобувним регіоном України, тому головним науково-практичним завданням дисертаційного дослідження є вияснення геодинамічних умов формування та закономірностей розподілу перспективних зон нафтогазоносності. Його розв'язання сприятиме вирішенню стратегічного завдання з нарощування ресурсної бази нафтогазової галузі, від якої залежить енергетичне забезпечення розвитку промисловості України.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Розробка загальної концепції роботи та її реалізація виконана на кафедрі мінералогії, петрографії та корисних копалин Харківського національного університету ім. В.Н. Каразіна в рамках виконання науково-дослідної теми «Використання хімічного і ізотопного складу вуглеводнів для прогнозування покладів нафти і газу у складчастих регіонах України» (державний реєстраційний № 0118U100312). Збір, систематизація та узагальнення фактичного матеріалу в межах пошукових площ та родовищ нафти і газу здійснювалися в 2016-2019 рр. у рамках виконання 9 науково-дослідних тем відділу газових ресурсів Українського науково-дослідного інституту природних газів «Науковий супровід геологічних 3D-моделей родовищ» (№№ 33.726/2016-2016, 33.727/2017-2017, 33.728/2017-2017, 33.621/2018-2018, 33.622/2018-2018, 33.623/2018-2018, 33.190/2019-2019, 33.191/2019-2019, 33.192/2019-2019), які містять практичні напрацювання автора, згідно наукових положень дисертації.

Мета дисертаційного дослідження - з'ясування геодинамічних умов протікання процесів нафтогазонакопичення та структуроформування протягом геологічної еволюції земної кори ДДП у фанерозої на основі

комплексу геологічних, геофізичних, дистанційних і непрямих тектонофізичних методів аналізу диз'юнктивних і плікативних дислокацій.

Завдання дисертаційного дослідження:

- морфокінематична та генетична діагностика регіональних систем розломів на основі комплексу непрямих методів тектонофізичного аналізу диз'юнктивних дислокацій;
- реконструкція головних параметрів поля тектонічних напруг у фанерозої та вивчення динамічних обставинок процесів структуроформування і нафтогазонакопичення на етапі рифтогенезу та етапах тектонічної інверсії: пізньогерцинському (заальська фаза), кіммерійському, ранньо- (ларамійська фаза) та пізньоальпійському (аттична фаза);
- діагностика кінематичних механізмів інверсійних дислокацій докембрійського фундаменту і платформного осадового чохла на основі тектонофізичних даних;
- морфогенетична класифікація інверсійних диз'юнктивних і плікативних структур на основі аналізу структурного рисунку тектонітів і прирозломних деформаційних парагенезів;
- розробка моделі геологічної еволюції земної кори ДДП у фанерозої на підставі даних щодо динамічних обставинок і кінематичних механізмів процесів структуроформування і нафтогазонакопичення;
- вивчення геологічних закономірностей розподілу зон розтягу/стискання земної кори для виявлення нових зон інверсійних складчастих деформацій та перспективних зон нафтогазоносності;
- розробка наукової теорії інверсійного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних геоструктурах

Об'єкт дослідження: Об'єктом досліджень є ДДП та його складові тектонічні елементи (сегменти, мікроплити, блоки, системи розломів).

Предмет дослідження: геодинамічні умови протікання процесів структуроформування і нафтогазонакопичення в ДДП у фанерозої.

Методи та методологія дослідження. В роботі використано методи комплексної геологічної інтерпретації матеріалів геолого-геофізичних, тектонофізичних, аерокосмогеологічних, неотектонічних досліджень, методи порівняльної тектоніки, геологічних аналогій, створення тематичних карт з використанням комп'ютеризованих географічних інформаційних систем.

Методологія дисертаційного дослідження полягає у:

- широкому комплексуванні геологічних (буріння свердловин, лабораторні аналізи керну, геологічне картування), геофізичних (промислова геофізика, сейсморозвідка 2Д, 3Д, граві- та магніторозвідка, термометрія), тектонофізичних (структурний і дислокаційний аналіз), аерокосмогеологічних методів аналізу диз'юнктивних і плікативних дислокацій та неотектоніки (амплітуди і кінематика рухів);
- селективному комплексуванні непрямих тектонофізичних методів структурного (сполучених пар розривів сколювання і морфокінематичний) та дислокаційного (структурно-парагенетичний або палеогеомеханічний) аналізу диз'юнктивних дислокацій, ефективних в умовах геологічно закритих надр.

Наукова новизна результатів дисертаційного дослідження, які є його **основними науковими положеннями**, полягає у тому, що **вперше**:

- виявлено напрям, динаміку та кінематику природного явища просторово-часової інверсії головних параметрів напружено-деформованого стану земної кори, які визначають інверсію генетичних типів регіональних систем розломів у фанерозої;
- виявлено динамічні обстановки, які ініціювали процеси інверсійного структуроформування за механізмом пластичної тектонічної течії гірських порід кристалічного фундаменту і осадового чохла ДДП;
- діагностовано п'ять кінематичних механізмів диз'юнктивних та плікативних дислокацій рифтогенної структури, що проявилися в динамічній обстановці інтерференції загальноплитного тангенціального колізійного

стискання та регіонального горизонтально-зсувного поля тектонічних напруг;

- розроблено морфогенетичну класифікацію зон диз'юнктивних та плікативних інверсійних дислокацій, які контролюють зони нафтогазоносності в ДДП;
- розроблено формалізовану геологічну модель структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП на основі встановлення кінематичного механізму просторово-часової інверсії головних параметрів регіонального поля тектонічних напруг у фанерозої;
- встановлено закономірності розподілу геодинамічних зон розтягу/стиснення земної кори на сучасному етапі тектогенезу, які контролюють зони інверсійної складчастості та перспективні зони нафтогазоносності у межах ДДП;
- запропоновано наукову теорію інверсійного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних геоструктурах.

Удосконалено методику реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на основі комплексування прямих геологічних та непрямих тектонофізичних, геофізичних і дистанційних методів аналізу деформацій.

Одержала подальший розвиток мобілістична концепція «атермічного» рифтогенезу на «холодній» континентальній корі, що є основою моделей формування горизонтально-зсувних та колізійних рифтогенних басейнів.

Наукове значення дисертаційного дослідження:

- Розроблено наукову теорію інверсійного структуроформування та нафтогазонакопичення у континентальних рифтогенних геоструктурах. У відповідності до теорії природне явище просторово-часової інверсії головних параметрів напружено-деформованого стану земної кори, обумовлене змінами ротаційного режиму планети у фанерозої, визначає динамічні обстановки та кінематичні механізми процесів структуроформування та нафтогазонакопичення. На формування скупчень ВВ у природних

резервуарах визначальний вплив має парагенетичний зв'язок генетичних типів тріщинуватості з орієнтацією у надрах головних осей поля тектонічних напруг. В межах деформаційних зон сколювання максимальна кількість відкритих тріщин сколювання і відриву утворюється в перерізах гірських порід, паралельних до вісі σ_1 головних напруг стискання та ортогональних до осі σ_3 головних напруг розтягання, при цьому максимальна кількість зімкнутих тріщин сколювання локалізується в площині, що є паралельною до вісі σ_3 та ортогональною до вісі σ_1 . Отже, геодинамічні зони розтягу/стиснення земної кори контролюють розподіл зон інверсійної складчастості та висхідної міграції ВВ, де формуються зони нафтогазонакопичення.

- Розроблено формалізовану геологічну модель структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП у фанерозої, яка пояснює наступне:
 - динамічні обстановки процесів геологічної еволюції рифтогенної структури контролюються кінематичним механізмом просторово-часової інверсії геодинамічних осей поля тектонічних напруг, що полягає в азимутальному зміщенні головних осей напруг у напрямку проти годинникової стрілки на $\sim 15^\circ$ протягом одного етапу тектогенезу, при їх загальному переміщенні на $\sim 60^\circ$ у фанерозої. Цим зумовлені зміни генетичних типів тріщинуватості і характер деформацій уздовж відроджених сукупностей розломів та формування у ДДП трьох окремих систем деформацій: рифтової (D–C₂), платформної (C₃–P) та колізійної (MZ–KZ);
 - системну організацію інверсійних дислокацій, поперечну тектонічну сегментацію та розподіл геодинамічних зон розтягу/стиснення у структурі ДДП контролюють шість міжсегментних лінійних горизонтально-зсувних зон, які утворюють диз'юнктивний каркас деформацій типу «передового тектонічного віяла стискання», розгорнутого на північ. Його формування обумовлене геодинамічною обстановкою інтерференції тангенціального колізійного стискання з південного сходу та зустрічного стресового стискання з півночі СЄП;

• формування регіональної осі тектонічної симетрії уздовж Верховцівсько-Львовського глибинного розлому за кінематичним механізмом розсування блоків земної кори через тектонічне розтікання геомас гірських порід у протилежних напрямках від нього. Горизонтальні рухи блоків з різнойменною кінематикою ініціювали геодинамічний процес відокремлення двох континентальних мікроплит земної кори. Західна мікроплита (Чернігівський та Лохвицький сегменти) лівосторонньої кінематики рухів та обертаннями блоків проти годинникової стрілки зазнала переміщення на північний захід, проте Східна мікроплита (Ізюмський сегмент та Західно-Донецький грабен) правосторонньої кінематики рухів з обертанням блоків за годинниковою стрілкою пересувалася у протилежному напрямку. Геодинамічний процес обумовив поперечну сегментацію та формування в центральній частині ДДП трапецієподібної в плані зони розтягу земної кори, що охоплює найкрупніший нафтогазовидобувний район СНП.

Практичне значення дисертаційного дослідження полягає у впровадженні у практику науково-виробничої діяльності філій ПАТ «Укргазвидобування»:

- *комплексної методики реконструкції напружено-деформованого стану земної кори та аналізу деформацій*, працездатність, ефективність та достовірність результатів якої доведено в межах СНП;
- *формалізованої геологічної моделі структурно-кінематичної еволюції земної кори ДДП*, представленої схемами просторово-часової інверсії головних осей поля тектонічних напруг, еволюції тектонічних режимів і систем деформацій, що засвідчують етапність формування структури ДДП у геохронології фанерозоя;
- *морфогенетичної класифікації інверсійних диз'юнктивних та плікативних структур*, представленої кінематичними моделями структурних парагенезів горизонтального зсування та складчастих зон, сформованих за механізмом пластичної тектонічної течії геомас гірських порід;

- *схеми системної організації інверсійних деформацій рифтогенної структури ДДП*, головними елементами якої є Західнодонецька покривно-складчаста область у складі Кальміус-Торецького району лускатих тектонічних покривів і Лугансько-Комишуваського району кулісно-зчленованої підкидо-складчастості (територія Західнодонецького грабена) та дві регіональні поздовжні структурні зони деформацій, сформовані на решті території палеорифту у контрастних динамічних обстановках транспресії (Південна) і транстенсії (Північна);
- *рекомендацій на проведення геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ* у центральній частині ДДП, у геодинамічній зоні максимального сучасного розтягу земної кори, з метою виявлення нових зон нафтогазоносності, приурочених до прогнозованих зон інверсійної складчастості.

Встановлені у дисертаційному дослідженні закономірності розподілу зон інверсійної складчастості використані для виявлення нових родовищ ВВ у ДДП. Ефективність наукових розробок підтверджено «Довідкою про обсяги додаткового видобутку та економічний ефект від впровадження результатів науково-дослідних робіт під керівництвом Бартащука О.В за 2016-2019 рр., які містять практичні напрацювання автора згідно наукових положень дисертаційної роботи». Додаткові об'єми видобутку ВВ, отримані ПАТ «Укргазвидобування», складають: газу 642,55 млн м³, конденсату і нафти 19,47 тис. т; економічний ефект 1 682 641,1 тис. грн.

Фактичні дані та особистий внесок здобувача. Для виконання роботи автором здійснено пошук, поглиблений аналіз, систематизацію та переінтерпретацію геолого-геофізичних даних з виробничих звітів та опублікованих матеріалів попередніх досліджень. Створено тектонофізичну електронну базу (понад 30 тис. тектонічних лінеаментів) для побудови регіональної схеми розподілу геодинамічних зон стискання/розтягнення земної кори, регіональної моделі системної організації диз'юнктивних та

плікативних дислокацій рифтогенної структури, кінематичних моделей формування окремих інверсійних структур, складчастих зон, тектонічних районів і покривно-складчастої області в межах усіх сегментів ДДП, розробки морфогенетичної класифікації інверсійних дислокацій.

Дисертаційна робота є результатом самостійних досліджень О. В. Бартащука. Усі наукові узагальнення, положення, результати, методичні і теоретичні напрацювання, висновки і рекомендації у роботі виконано автором особисто.

Апробація результатів дисертації. Основні положення роботи викладено та обговорено очно на 7 науково-практичних конференціях: Міжнародна наукова конференція «Вторинні природні резервуари та неструктурні пастки як об'єкти істотного приросту запасів вуглеводнів в Україні». - Харків, УкрНДІГаз. - 24-26 травня 2006 р.; Міжнародна наукова конференція «GEOTERTOL 2012» - Польща, Краків, Інститут нафти і газу. - 17-20 вересня 2012 р.; III Міжнародна науково-практична конференція "Нафтегазова геофізика - іноваційні технології". - Івано-Франківськ, ІФТУНГ. - 20-24 травня 2013 р.; Всеукраїнська з міжнародною участю науково-практична конференція "Сучасні проблеми нафтогазової галузі" (присвячена пам'яті П.Ф. Шпака). - Київ, ІГН НАН України. - 16-17 червня 2016 р.; Міжнародна наукова конференція "Геологія і геохімія горючих копалин (присвячена 100-річчю від дня народження академіка Г.Н. Доленка), Львів, ІГГК НАН України. - 23-25 лютого 2017 р.; II Міжнародна наукова конференція "Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи", Київ, ІГН НАН України. - 6-8 вересня 2017 р.; III Міжнародна наукова конференція "Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи", Київ, ІГН НАН України. - 2-5 вересня 2019 р.

Публікації. За темою дисертації опубліковано 33 наукових праці серед яких: 1 монографія, 21 стаття у фахових виданнях, у тому числі 7 статей у журналах, що входять до наукометричної бази Web of Science, 4 статті у журналах, що входять до бази Index Copernicus, 2 статті опубліковані в

іноземних виданнях, 7 тез доповідей на наукових конференціях та 4 наукових статті, що додатково відображають результати дисертаційного дослідження. 17 наукових публікацій є особистими (без співавторів).

Обсяг та структура роботи. Дисертаційна робота викладена на 321 сторінці машинописного тексту і складається з 6 розділів, висновків, списку використаних джерел, що містить 175 найменувань, та 2 додатків. Обсяг основного тексту дисертації складає 171 сторінку друкованого тексту. Робота ілюстрована 117 рисунками.

Автор щиро вдячний за надані консультації, конструктивні зауваження та цінні поради науковому консультанту, доктору геол.-мін. наук, професору Василю Григоровичу Суярку. Дисертант висловлює подяку за консультації щодо окремих аспектів роботи і всебічну допомогу проф. Пересадько В. А., проф. Фику І. М., доктору геол.-мін. наук І. В. Височанському, кандидатам геол.-мін. наук С. В. Горайнову, Л. В. Іщенко (ХНУ імені В. Н. Каразіна), за сприяння та допомогу при проведенні та впровадженні результатів дослідження кандидатам геол. наук С. В. Кривулі, А. В. Лизанцю, О. Л. Василенку, Г. Є. Святенку, кандидату екон. наук К. С. Курочкину (УкрНДІгаз), усім працівникам кафедри мінералогії, петрографії і корисних копалин (ХНУ імені В. Н. Каразіна), співробітникам відділу газових ресурсів УкрНДІГазу, а також усім співавторам його наукових праць.

РОЗДІЛ 1. СУЧАСНИЙ СТАН ВИВЧЕННЯ ТЕКТОНІКИ ТА ГЕОДИНАМІКИ РИФТОГЕННИХ ГЕОСТРУКТУР

1.1. Сучасні уявлення з регіональної тектоніки та геодинаміки континентальних рифтогенних басейнів

З геотектоніки відомо, що в земній корі існує три елементарних типи тектонічних деформаційних зон, які мають певне структурне відбиття: [1, 2]:

1- зони розтягу, яким притаманна магматична діяльність, діапіризм, вулканізм, рифтінг та тектонічні розриви скидового типу;

2- зони стиснення, в межах яких формуються колізійна складчастість, тектонічні покриви і розриви підкидо-насувного типу;

3- зони горизонтального зсування, де утворюються прирозломна складчастість та розриви-зсуви з горизонтальною компонентою рухів.

Концепція глобальної тектоніки літосферних плит [3, 4] пов'язує кожну із вказаних деформаційних зон з трьома типами рухів на їх межах:

1- розсування плит у протилежних напрямках відбувається на дивергентних межах з новоутворенням океанічної кори у процесі спрединга на серединно-океанічних хребтах;

2- зіткнення та занурення одної плити під іншу відбувається на конвергентних межах з поглинанням літосферної плити у мантиї;

3- горизонтальні пересування плит відносно одна одної відбуваються вздовж трансформних розривів на межах прояву дотичних напруг зі збереженням об'єму літосфери.

Типи деформаційних тектонічних зон і меж зчленування літосферних плит використовуються як основа для класифікації регіональних геоструктур та розташованих в їх межах осадових басейнів, з обов'язковим врахуванням типів земної кори, напрямків загальних рухів тектонічних плит та напрямків внутрішньо-плитних переміщень тектонічних блоків, особливостей прояву регіональних і локальних полів геодинамічних напруг в конкретних

геологічних умовах регіональних геоструктур. Елементарні взаємодії літосферних плит відбуваються лише на окремих ділянках. Через те, що переміщення плит є не лише ортогональними до їх меж, природні сполучення літосферних плит характеризуються більш ніж одним типом меж. Це зумовлює складні кінематичні механізми деформацій, які проявляються як всередині плит, так і на їх околицях [3].

Рифтогенні провінції світу розташовуються на дивергентних межах літосферних плит, охоплюючи території як сучасної тектонічної активності, так і ділянки тектоно-магматичних активізацій геологічного минулого планети [5]. Океанічні рифтові системи разом із континентальними мають глобальне поширення і прямий зв'язок з процесами висхідного глибинного тепломасоперенесення – "гарячими точками" і "мантійними плюмами". В верхній мантії області рифтогенезу розташовуються над її склепінними вигинами – астенолінзами, що зумовлюють структурні підняття літосфери, на яких згодом формуються інверсійні структури обвалення, представлені трогами, грабенами, рифтами. Найкрупнішою сучасною рифтовою системою є глобальна система гребневих зон серединноокеанічних хребтів, що складена горстами, вузькими трогами і грабенами, які розділені поздовжніми системами скидів із вертикальними амплітудами зміщень до 1 км. Вони зазвичай ускладнені вулканічними структурами і поперечними системами трансформних зсувів з горизонтальною компонентою переміщень до сотень км [3, 4].

Тектонічна активність океанічних рифтових систем проявляється у сейсмічності та ізостатичній аномалії гребневих зон, зумовлених збудженим станом літосфери. В їх межах спостерігається інверсія щільності: кора речовина тут на $0,1 \text{ кг/м}^3$ щільніша за астеносферну, що викликає висхідний рух легшої і гарячої речовини мантії. Внутрішні зони рифтів містять магматичні камери як у коровому шарі, на глибинах 1-3 км, так і в астеносферному, на глибинах 2-4 км. Розломні скидові зони, що обмежують гребневі зони морфологічно представлені системами тектонічних блоків-

щаблів, розділених лістричними скидами, що утворюють структурні уступи висотою до 1 км [3,4].

Континентальні рифтові системи відрізняються від океанічних меншими розмірами і більшою неоднорідністю геологічної будови. Іноді вони мають щільний геодинамічний зв'язок з океанічними рифтовими системами. Унікальним районом такого зв'язку між рифтогенними геоструктурами на океанічній і континентальній корі є північно-західний сектор Індійського океану і прилегла околиця Африканського континенту, де вони утворюють замкнений овал. Геодинамічний стан цього регіону планети характеризується співіснуванням на обмеженій площі усіх відомих стадій рифтогенезу (рис. 1.1). Сучасний стан Східно-Африканських рифтів – це початкова, "ембріональна" стадія рифтогенезу на континентальній корі з утворенням первинного склепіння. Водночас, Червономорський рифт знаходиться на наступній, ранній стадії розколювання літосфери. У межах суміжної Аденської затоки розвивається початкова стадія формування океанічної кори, а на внутрішньо-океанічних спредингових хребтах мають місце пізні стадії розходження новоутворених океанічних плит [5].

Відомо декілька класифікацій тектонічних геоструктур і розташованих в їх межах осадових басейнів, розроблених відповідно до типів меж літосферних плит і типів тектонічних деформаційних зон для певних обстановок осадконакопичення, наприклад [6]. Згідно цієї класифікації осадові басейни, у відповідності до регіональних тектонічних обстановок, поділяються на шість основних типів:

- 1- внутрішньо-континентальні рифти і палеорифти (авлакогени);
- 2- басейни пасивних континентальних околиць;
- 3- басейни океанічних улоговин і піднять;
- 4- басейни зон субдукції;
- 5- горизонтально-зсувні басейни;
- 6- басейни зон колізії.

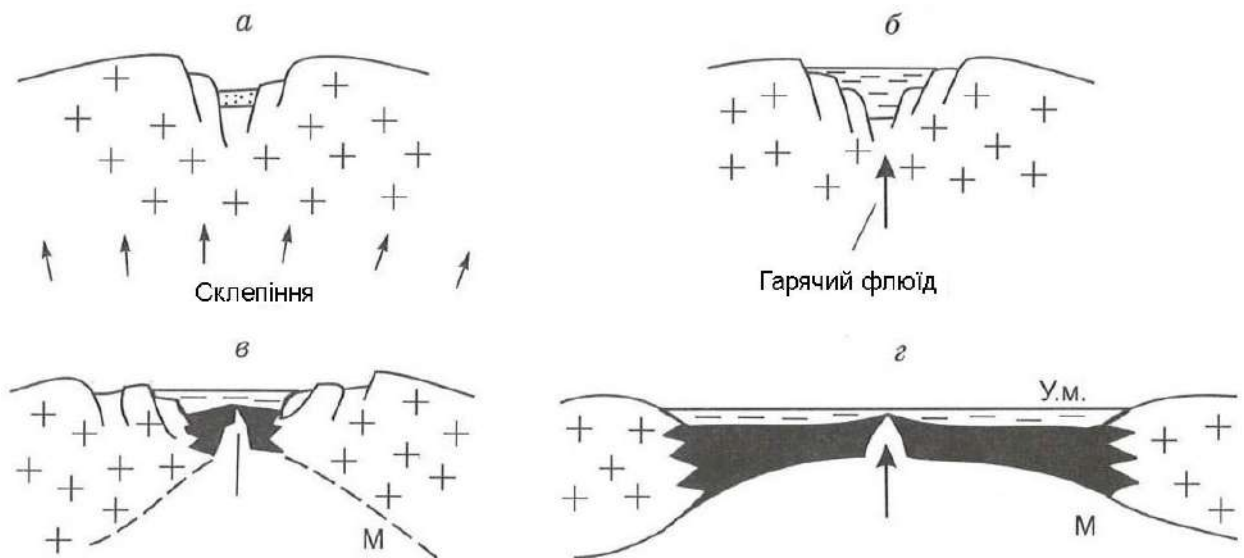


Рис 1.1 Принципова схема стадійності рифтогенезу на прикладі північно-західного сектору Індійського океану і прилеглої околиці Африки (за Б. М. Чиковим, 2011): а– стадія внутрішньо-континентального рифтогенезу в умовах склепінного підняття Східної Африки; б– початкова стадія розриву континентальної кори у Червоному морі; в– початкова стадія формування океанічної кори у зоні розриву континентальної кори в Аденській затоці; г– спредінг океанічної кори на Аравійсько-Індійському хребті

Внутрішньоплатформні осадові басейни розподіляються на два морфологічні підтипи: великі внутрішні басейни–прогини і вузькі рифтові улоговини–грабени, що обмежені крайовими розломами. У свою чергу, рифтогенні басейни мають два різновиди: "термічно ініційовані" рифти – це грабени, що утворилися за рахунок термічної активності на окремих, проникних для гарячого мантійного матеріалу, ділянках літосфери, та "атермічні" рифти – це грабени, що закладались на "холодній" літосфері з формуванням рифтових улоговин типу "Pull-apart basin" колізійної або горизонтально-зсувної природи. Рифтові басейни першого типу, що зазнали купольного здіймання у дорифтову епоху, зазвичай мають потрійне тектонічне зчленування і спроможні у своїй подальшій еволюції слугувати структурним зародком розкриття океану[6,7].

Модель магматично зумовленого, "термічного" рифтогенезу, розроблена D. E. Karig (1971), передбачає формування рифтових геоструктур під флюїдно-динамічним впливом мантійних діапірів – астенолітів. У відповідності до неї, окремі мантійні астеноліти укорінюються у нижню частину літосфери, утворюючи там ділянки коро-мантійної суміші, яка

періодично надходить по тектонічно послаблених зонах глибинних розломів у вигляді висхідних струменів надстиснутої, перегрітої мантийної речовини, формуючи купольну геоструктуру у верхній частині земної кори [7].

Моделлю рифтогенезу за схемою потрійного променевого рифтового поєднання, розробленою К. Burke (1977), передбачено, що в результаті флюїднодинамічного впливу гарячих мантийних плюмів, на окремих ділянках континентальної кори, в межах платформних областей формуються крупні купольні підняття. Згодом, у процесі тривалої структурної еволюції кори, внаслідок інверсійних низхідних тектонічних рухів, вони ускладнюються грабенами – рифтами, що утворюють спільні геоструктури по типу потрійного рифтового зчленування. Причому, дві активних складових лінеамента, розростаючись завдяки спредингу океанічної кори, перетворюються на серединно-океанічні хребти, а третій, пасивний, зберігається у структурі кратону, утворюючи континентальний рифт. Кути між простяганням променів приблизно дорівнюють 120° , що обумовлює характерні обриси берегової лінії континентів [8].

Згідно моделі рифтингу R. Freund (1965), головному етапу рифтоутворення передує процес проникнення у літосферу гарячої мантийної речовини із її наступним субгоризонтальним розтіканням. Цей процес викликає розсування континентальної кори та її стоншення з поступовим обважненням основними магматичними породами і формуванням рифтової структури [9].

Термічно ініційовані рифти поділяються на три морфолого-генетичних типи: 1- симетричні, що складаються з асиметричних грабенів– тектонічних сегментів; 2- напівграбени, що нині розділяються океанічним дном; 3- авлакогени - рифти, що не відбулися як зародки розкриття океану.

У відповідності до моделі А. М. Sengor, К. Burke, J. Dewey (1978), формування рифтів, що не були пов'язані з термічними подіями і не зазнали етапу дорифтового здійснення, ініціювалося колізійними подіями або деформаціями літосферних плит у горизонтально-зсувному полі напруг [10].

Авлакогени або палеорифти, що не відбулися як серединно-океанічні хребти – це лінійні трогові структури тривалого геологічного розвитку, що простягаються із загальним зануренням від центральних областей континентів у бік їх околиць. К. Burke (1977) їх інтерпретує як нерозвинені та відмерлі складові потрійних променів, у які поєднувалися вихідні рифтові системи [8]. Древні палеозойські та докембрійські внутрішньоконтинентальні палеорифти морфологічно представлені лінійними трогами та грабенами, які обмежені з одного боку орогенним складчастим поясом. Вперше під назвою *авлакогени* їх виділив Н. С. Шатський [11].

Цей термін було використано Р. Hoffman, J. Dewey, К. Burke (1974) для вузьких лінійних трогів, заповнених потужними осадовими товщами. Такі геоструктури простягаються на платформах під великим кутом до рухомого складчастого поясу, або до древньої континентальної околиці.

Історія формування авлакогенів поділяється на три етапи [12]. Перший, ранньорифтовий, пов'язаний з термічним впливом мантийних джерел, на другому відбувається пасивне прогинання, а на заключному етапі здійснюються інверсійні складчасті деформації. Наприклад, в протерозойському авлакогені Атапуску (Північна Канада), розріз, що відповідає стадії занурення, включає глибоководні відклади турбідитів та олістостромів (рис. 1.2).

У палеозойському Південнооклахомському авлакогені, провінція Арбокл, США [13], на рифтовому етапі відбувалася ефузивна і інтрузивна діяльність бімодального типу кислого і основного складу. Оскільки занурення було швидким, рифтогенний басейн заповнюють континентальні грубоуламкові осадові породи.

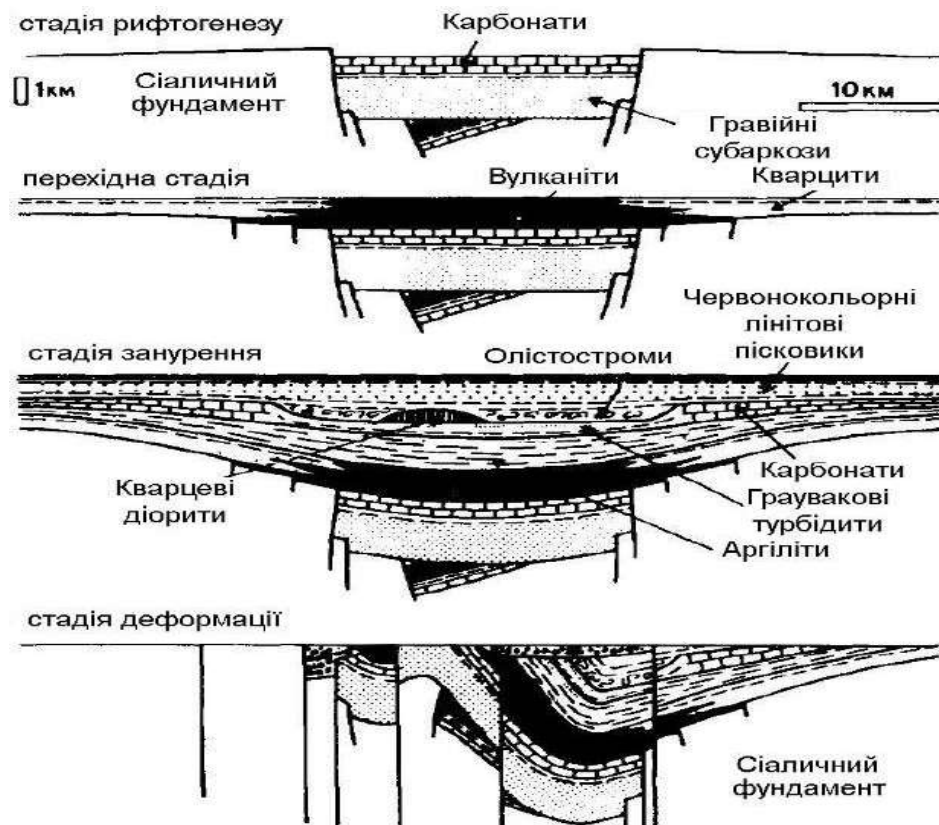


Рис. 1.2 Етапи формування докембрійського авлакогену Атапуску, Північна Канада (за Р. Hoffman, J. Dewey, K. Burke, 1974).

Наступна стадія занурення характеризується більш повільним накопиченням морських шельфових карбонатів і кварцитів (рис. 1.3). У всіх цих випадках осадове наповнення басейнів авлакогенів є набагато потужнішим і представлене більш глибоководними фаціями, ніж на сусідній платформі. Стадія тектонічної інверсії Південнооклахомського авлакогену характеризується деформаційним складкоутворенням, пов'язаними із горизонтальним зсуванням у геодинамічній обстановці стискання. Тому розриви представлено переважно зсувами, підкидами та насувами. Потужні, від 1 до 3 км, товщі грубоуламкових порід накопичуються в окремих, невеликих, тектонічно ізольованих грабенах, розташованих в осьових, найбільш занурених частинах осадових басейнів авлакогенів.

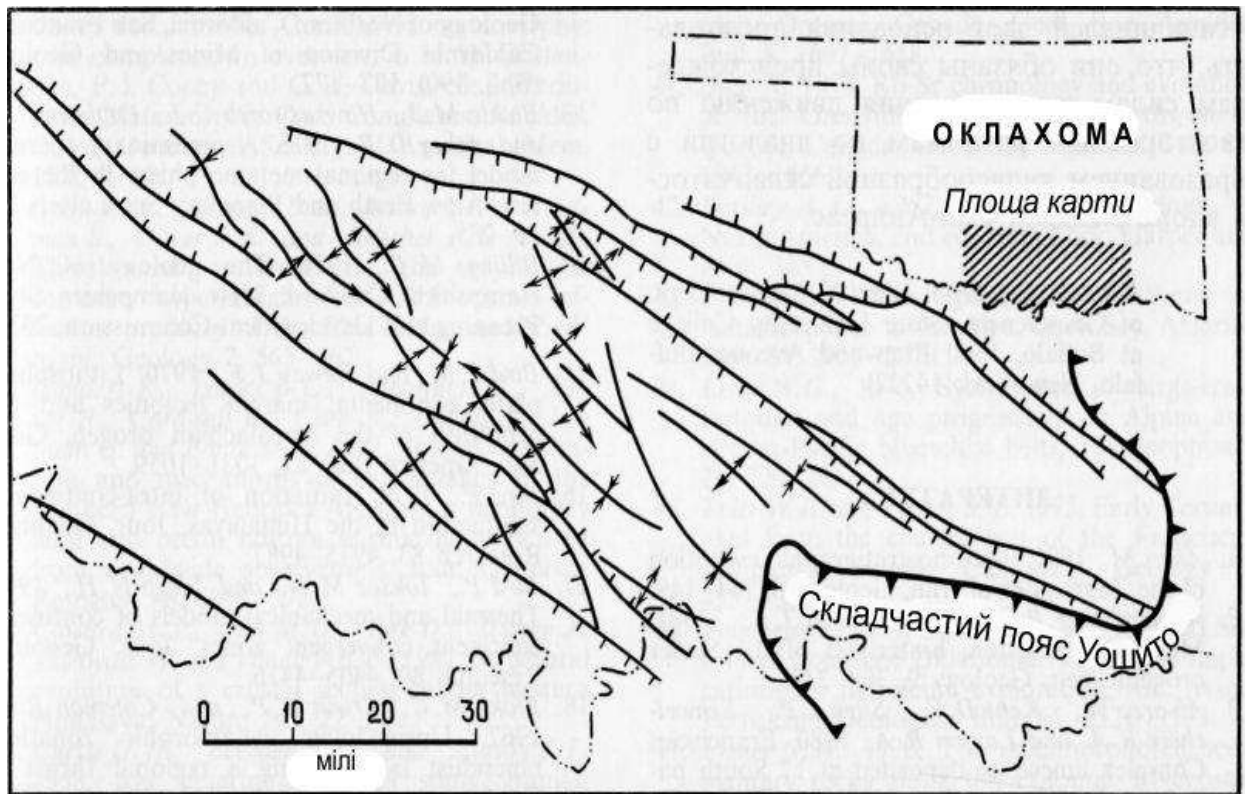


Рис. 1.3 Південно-Оклахомський авлакоген, провінція Арбокл (США) є прикладом горизонтально-зсувного осадового басейну (за J. Wickham, 1978). Лінії на схемі: гребінчасті– підкидо-зсуви; звичайні- антиформи (стрілки до осі) та синформи (стрілки від осі).

Рифти, що пов'язані з зонами колізії літосферних плит, схожі на авлакогени через їх характерне зчленування із складчастими поясами під великими кутами. Але вони відрізняються від останніх за хронологією тектонічних подій: перші є молодшими за період закриття океану і пов'язаного з ним орогенезу, натомість їх формуванню не передують утворення склепіння [6, 7].

Прикладом колізійного рифту є альпійський Байкальський рифт, утворення якого на Азійській плиті, за Р. Molnar, Р. Tapponnier (1975), зумовлено її зіткненням з Індостанською плитою [14]. Байкальська рифтова система складається з міжгірських депресій, приурочених до асиметричних грабенів і напівграбенів з одним крутим схилом, що наближений до району складчастих дислокацій (рис. 1.4, 1.5). Депресії розташовані уздовж схилів купольних піднять і тому гірські хребти оточують одну з околиць депресій.

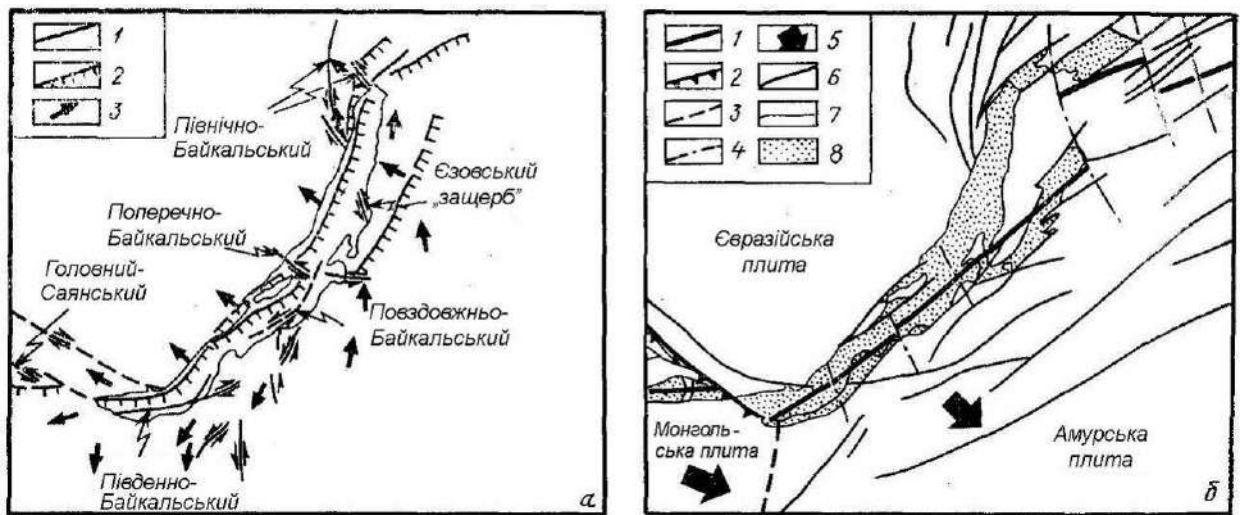


Рис. 1.4 Кінематичні моделі формування Байкальської рифтової системи: а– модель В. В. Ламакіна (1968): 1– зсуви, 2– скиди, 3– напрямки переміщення блоків. б– модель Л. П. Зоненшайна та ін. (1978): 1-3– границі плит: 1– розсув, 2– стискання, 3– ковзання; 4– трансформні розломи, трасовані за зонами згущення епіцентрів землетрусів; 5– напрямки руху плит; 6-8– структурні і тектонічні елементи: 6– магістральні розломи, 7– берегова лінія і геологічні границі, 8– озера и осадочне заповнення западин.

Дванадцять найбільших депресій мають довжину від 100 до 700 км з 5 км товщиною осадів, натомість у дрібніших депресіях їх потужність не перевищує 3 км. Континентальні осадки представлені мілководними озерними, болотними і річковими відкладами. Вулканічні породи за складом подібні до східно-африканського типу, але не мають таких великих об'ємів, і локалізуються у межах піднятих блоків та антиклінальних склепінь [15, 16].

Розломна решітка системи байкальських западин в альпійську епоху розвивалася, за даними З. Балла, М. Кузьміна, К. Леві (1990), під визначальним впливом дорифтового цоколю. Його геологічна історія тривала більше як 1,5 млрд. років, тому більшість активізованих у кайнозої розломів Прибайкалля успадкували траси древніх розломних зон. Провідну роль горизонтально-зсувної тектоніки у формуванні Байкальської рифтової системи відзначив В. В. Ламакін (1968). Він виділив п'ять структуроформуючих зсувних трансформних зон розломів – Східно-Саянську, Південно-Байкальську, Попережно-Байкальську, Північно-Байкальську та Муйську, за якими відбувалося розсування рифтової зони і переміщення її поздовжньої вісі в північно-західному напрямку [17] (рис. 1.4.а).

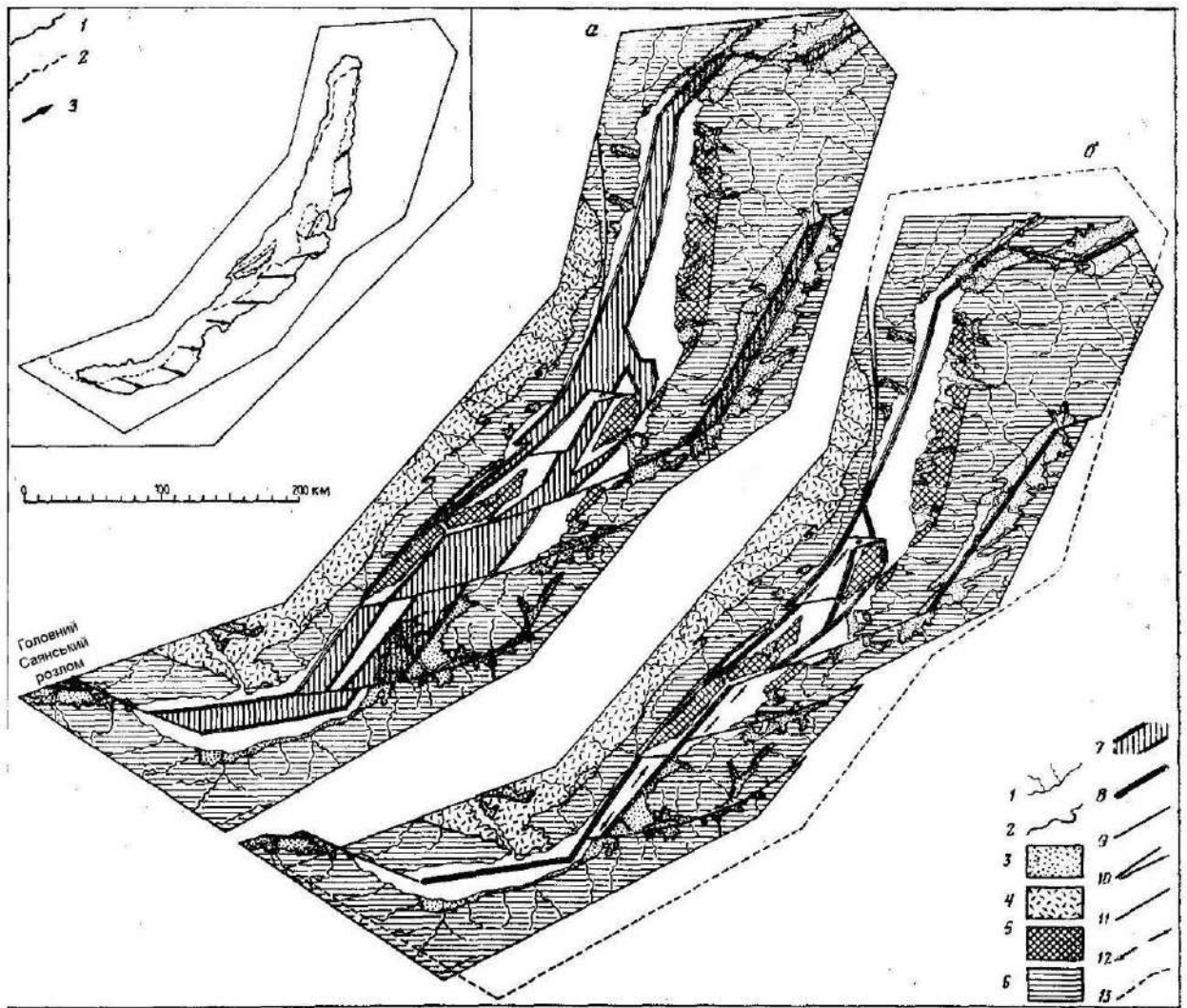


Рис. 1.5 Реконструкція формування Байкальського рифту (за З. Балла, М. Кузьминим, К. Леві, 1990): а– сучасна ситуація, б– ситуація до розкриття 1– берегова лінія; 2– геологічні границі; 3– пліоцен-антропогенові відклади; 4-6– докайнозойські утворення: 4- чохол Сибірської платформи, 5– Ольхонська серія, 6– докембрійські і нижньопалеозойські серії; 7– розсув у сучасній ситуації; 8– траса майбутнього розсуву; 9– розлом з компонентною стискування; 10– шпарина у реконструкції, що відповідає області, яка зникає у ході майбутнього стискування; 11– зсув-трансформ; 12– розтяг, не врахований у розсувах; 13– сучасний контур. На врізці: 1-2– сучасна берегова лінія: 1– після розкриття, 2– до розкриття; 3– траєкторія руху сучасної берегової лінії.

Л. П. Зоненшайн та ін. (1978) на підставі аналізу орієнтування осей тектонічних напруг в осередках землетрусів розробили модель з південно-східним напрямком розсування западин Байкальської рифтової системи, яке зумовлено обертанням проти годинникової стрілки Амурської плити по відношенню до Євразійської плити (рис. 1.4.6). Розломи-зсуви північ-північно-західного орієнтування діагностовано трансформними. Через

невеликі амплітуди вертикальних рухів вони майже не відображаються у геологічній структурі рифту, що пояснюється вельми коротким геологічним часом тектонічного впливу розломів-трансформів на земну кору. [18].

У кінематичній моделі утворення Байкальської рифтової системи З. Балла, М. Кузьминою, К. Леві (1990), "нерухомою" натомість вважається Сибірська платформа, тому усі горизонтальні рухи розглядаються відносно неї. Тектонічною границею між Сибірською платформою та рифтовою системою Байкальських альпійських западин слугує регіональна система скидів Обручева, що трасують західне узбережжя Байкалу (рис. 1.5).

Отже, формування Байкальської западини зумовлюється трансформною системою горизонтальних розсувів і зсувів, без яких розкриття рифту неможливе. Горизонтальні зсуви хоча б з одного боку закінчуються в зонах розтягу. Протилежні напрямки горизонтальних переміщень по відношенню до суміжних, динамічно спільних розломів є звичайним явищем. Нерідко і на протилежному кінці трансформу утворюється зона розтягу, тому це розтягання лише частково компенсує розтяг на першому кінці, і частина зсуву виводиться на його продовження. Іноді на одному крилі зсуву існують дві зони розтягу, що компенсують ту, яка утворилася іншому крилі. У випадку, якщо на другому кінці зсуву немає зони розтягу, це може вказувати на згасання переміщення геомас у цьому напрямку. Такі особливості тектоніки свідчать про певні відмінності кінематики горизонтальних зсувів Байкальського типу від класичних трансформів на океанічній корі, тому вони вважаються типовими для континентальних рифтів.

Важливими для пізнання природних кінематичних механізмів формування континентальних рифтогенних геоструктур є результати досліджень морфологічної тектоніки Байкальського рифту, отримані Г. Ф. Уфимцевим [19]. За геоморфологічними даними, на його західному борту відбуваються сучасні тектонічні процеси відокремлення проміжних тектонічних щаблів на скидових уступах, складених круто нахиленими

тектонічними блоками (рис. 1.6). На фоні загального занурення спостерігається одночасне обертання нахилених блоків із напрямком нахилу у бік платформи (рис. 1.6.Б). Це свідчить про їх горизонтальні переміщення за системами лістричних скидів.

У структурі Байкальського рифту виділено два морфологічних типи ансамблів нахилених блоків— поздовжні безперервні та переривчасті ланцюжки проміжних щаблів. Перші пов'язані з найвищими крайовими системами тектонічних уступів, що розвинені на ділянці занурення рифту. Поздовжні ланцюжки нахилених блоків, які змінюють одне одного за простяганням, вказують на утворення як одинарних, так і парних зон лістричних скидів. Інший морфологічний тип сполучень нахилених блоків - це ешелоновані системи, які утворюють смуги шириною у декілька км (рис. 1.6.А). Вони формуються у межах крупних тектонічних щаблів. У цьому випадку системи лістричних скидів за простяганням розділяються на фрагменти поперечними трансформними зсувами.

Нахилені блоки, що занурюються за системами лістричних скидів, розвинені у різних за віком складових структурних елементах Байкальської рифтової системи— як на крайових уступах зрілих рифтів, так і на структурному облямуванні наймолодшого Маломорського грабена. Через це формування лістричних скидів на бортах рифтових долин не має прямої прив'язки до окремої стадії структурної еволюції рифту.

Формування систем лістричних скидів є характерною рисою континентального рифтогенезу, тому що у ході їх розвитку відбувається утворення проміжних щаблів з розширенням рифтогенної структури.

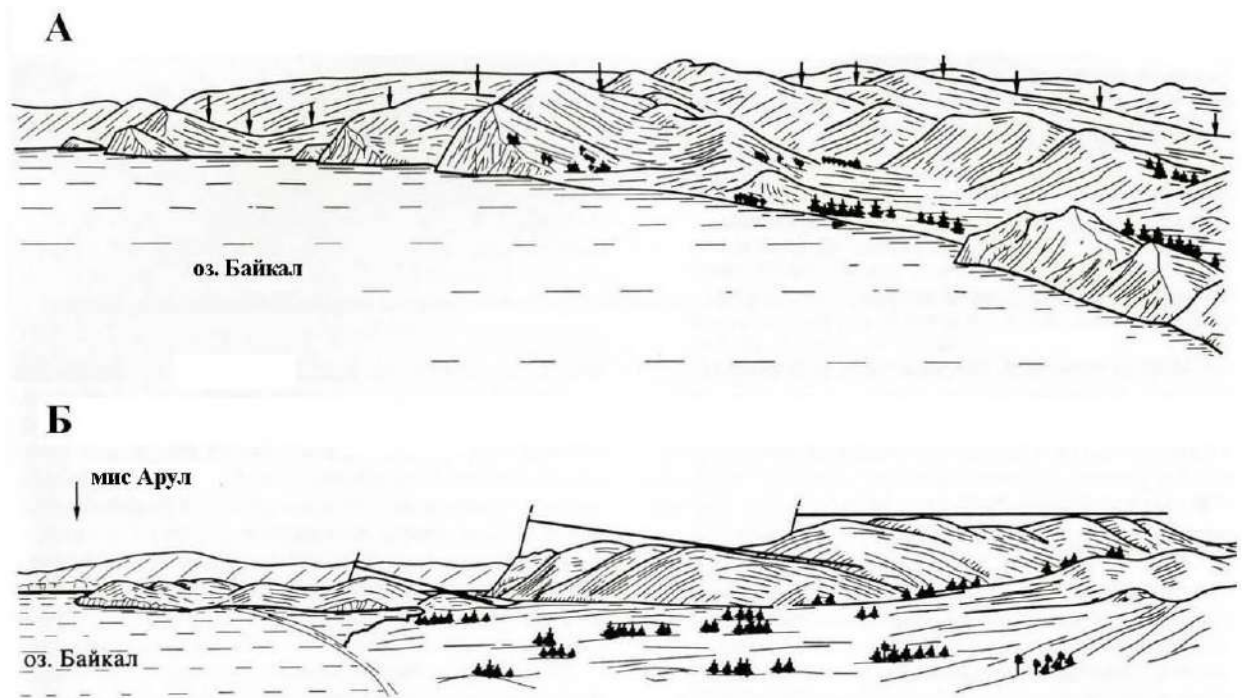


Рис. 1.6 Морфоструктурні прояви лістричних скидів у Байкальському рифті (за Г. Ф. Уфимцевим, 1993): А– ешелонована система нахилених до вісі рифту тектонічних блоків на західному березі Байкалу– окреслена стрілками; Б– збільшення кутів нахилу блоків по мірі їх занурення з утворенням структурних уступів.

Системи розломів пологого падіння стають основними, зумовлюючи плавне з'єднання приповерхневих систем крутих скидів із глибинними пологими лістричними розривами, що призводить до горизонтального розшарування літосфери. Динамічний зв'язок приповерхневих і глибинних систем розломів породжує великі структурні перетворення консолідованого фундаменту рифтогенних геоструктур із набуттям істотної тектонічної рухомості на інверсійних стадіях тектонічної еволюції. Трансформація звичайних скидів у лістричні відбувається на межах блоків, утворених древніми глибинними мантійними розломами. Перетворення нормальних скидів на лістричні відбувається на стадії інверсійного занурення тектонічних уступів на бортах континентальних рифтів. Геологічна будова та геодинаміка формування Байкальської альпійської рифтової системи свідчать, що горизонтальні переміщення блоків континентальної земної кори

за лістричними скидами є звичайним природним деформаційним механізмом колізійного рифтогенезу.

Рифти, що приурочені до геодинамічних зон горизонтального зсування літосферних плит. Вчення про горизонтальні пересування літосферних плит та їх ансамблів є теоретичною базою плейт-тектонічної концепції геодинамічної еволюції земної кори [3-5]. Відомо, що горизонтальні зсуви – це тип тектонічних порушень, в яких первинне переміщення сусідніх тектонічних блоків спрямоване паралельно до площини розлому [19]. За розмірами вони варіюють від границь літосферних плит, наприклад – трансформний розлом Сан-Андреас у Каліфорнії, до розломів, що обмежують Карибську і Індійську плиту у якості границь мікроплит, до внутрішньоплитних розломів, які обмежують регіональні геоструктури.

Дослідженням зсувної тектоніки осадових басейнів присвячені монографії І. І. Чебаненка [20], О. Лук'янова [21], П. Ніколаєва [22], С. Шермана, К. Семинського, С. Борнякова та ін. [23], дисертаційна робота О. Тимурзієва [24] та роботи відомих зарубіжних дослідників: С. С. Стоянова [25], L. Moody, M. Hill [26], J. Wilson [27], A. Sylvester [28], N. Woodcock [29].

Встановлено, що у природних геологічних обстановках горизонтальні зсуви зазвичай є криволінійними, бо мають тенденцію до вигину та розгалуженню на декілька гілок, які можуть знову зливатися одне з одним (рис. 1.7). Часто вони перериваються, зміщуючися один щодо одного, формуючи ешелоновані та кулісні системи розривів, завдяки узгоджених односпрямованих рухів. Така структурна картина реалізується у зонах комбінованих тектонічних режимів горизонтального зсування під одночасною дією напруг стискання або розтягання [27, 28]. У випадку зсуву при розсуванні утворюються осадові басейни типу "Pull-Apart basin". В режимі стискання інверсійний підйом території призводить до формування позитивної геоструктури, що руйнується і постачає маси уламкових порід в оточуючі осадові басейни.

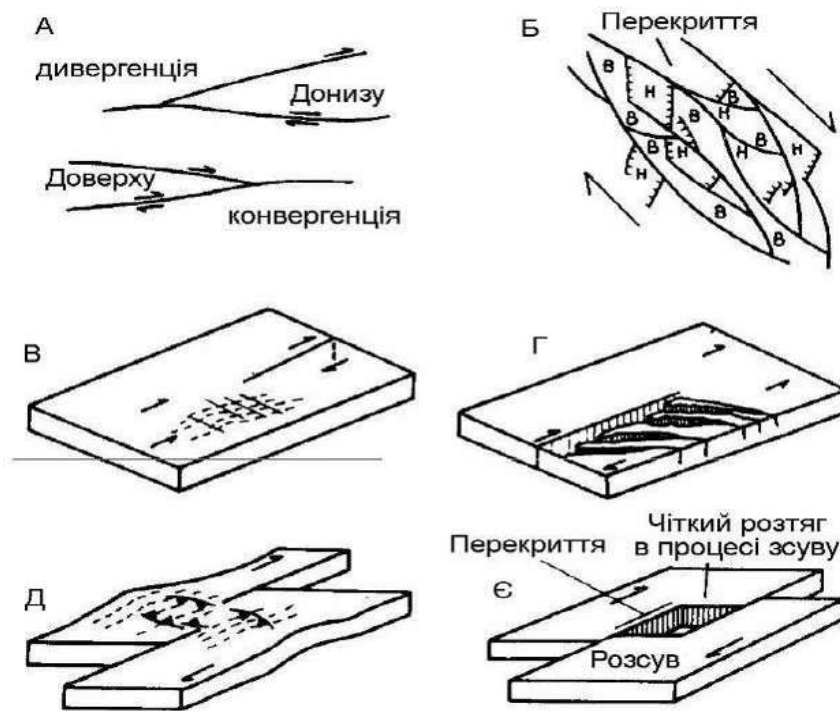


Рис. 1.7 Морфологічні типи структур горизонтального зсування (за Х. Редингом, 1990). А– дивергенція і конвергенція розломів; Б– гіллястий рисунок розломів з клиноподібними структурними підняттями і улоговинами уздовж горизонтального зсуву; В, Г– типи виклинювання зсувів; Д, Є– розломи з поперечним зміщенням. Букви: Н, В– низькі та високі ділянки рельєфу.

Х. Рединг (1990) встановив, що морфологія горизонтально-зсувних осадових басейнів визначається первинним структурним рисунком розломів. Вигнуті системи розломів утворюють басейни клино- та еліпсоподібної форми [5] (рис. 1.7). Розсування з горизонтальним зміщенням окремих тектонічних сегментів ініціює формування прямокутних або ромбовидних геоструктур, яскравим прикладом яких є басейн Мертвого моря.

Т. Harding (1965) показав, що структурні рисунки складчастості та систем розломів в межах зсувних басейнів можна ідентифікувати за допомогою простих зсувних моделей [30]. Це дозволяє за визначеного напрямку руху крил зсуву відновлювати просторову орієнтацію вторинної деформаційної складчастості, а також азимутальне простягання і генетичні типи розломів. Натомість, за даними ідентифікації структурного рисунку розломів можна встановити напрямок горизонтального пересування геомасгірських порід у зоні зсувної деформації (рис. 1.8).

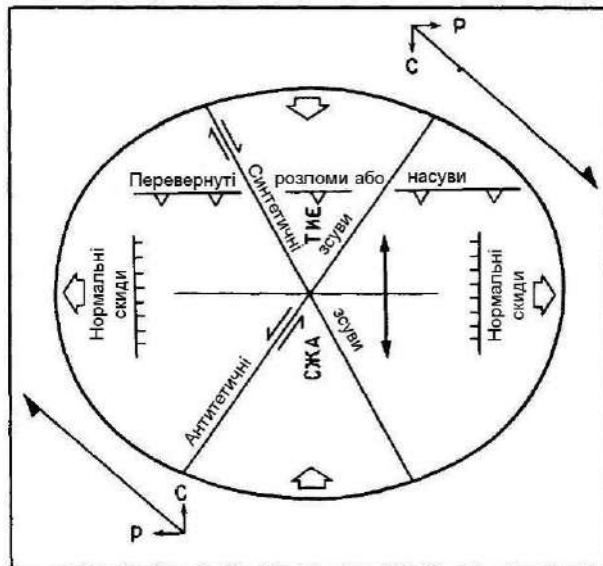


Рис. 1.8 Принципова схема простого зсуву (за Т. Harding, 1965).

P – розтягання; C – стиснення.

Моделі осадових басейнів, сформованих у зонах регіональних зсувів розроблено D. Rodgers (1982) на підставі польових спостережень [31], а також A. Aidin, A. Nur (1980) за даними теоретичних та експериментальних досліджень [32]. Встановлено, що співвідношення довжини рифту до його ширини в басейнах розсування уздовж зсувів, зростатиме у процесі структурного розвитку рифту (рис. 1.9). Причина полягає у тому, що ширина басейну поздовжнього розтягання визначається магістральними зсувами і залишається незмінною, натомість його довжина зростає. Аналіз розмірів зсувних осадових басейнів світу свідчить про постійне співвідношення їх довжини до ширини, що дорівнює 3:1 [31]. Ця закономірність пояснюється двома можливими механізмами: злиттям суміжних басейнів по мірі їхнього зростання в довжину або утворенням паралельних до первинних, нових розломів, що компенсують більші горизонтальні зміщення (рис. 1.9).

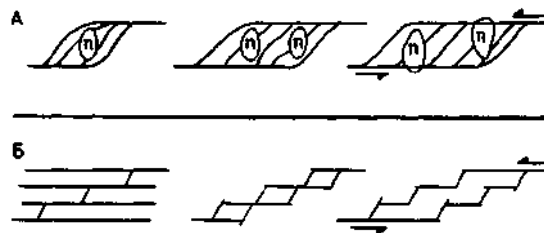


Рис. 1.9 Схема еволюції басейнів поздовжнього розтягання.

A – рисунок розломів між зсувами, що пересуваються, оснований на теорії пружної дислокації (за D. Rodgers, 1982); Б – суміжні дрібні басейни розсування за системою зсувів поступово розростаються б у єдиний крупний зсувний басейн по мірі зростання амплітуди горизонтального зміщення динамічно сполучених ансамблів ешелонованих розломів (за A. Aidin, A. Nur, 1980).

При цьому, морфологія зсувних басейнів постійно змінюється, що зумовлюється або збільшенням площі при термічно обумовленому зануренні, або зменшенням площі за рахунок осадконакопичення. Натомість, утворення розломів-зсувів на краях басейну не призводить до зміни площі басейну.

R. Wilcox, T. Harding, D. Seely (1973) встановили, що тектонічні рухи по горизонтальних зсувах у природних умовах рідко бувають ортогональними [33]. Горизонтальні рухи між блоками зазвичай спрямовані навкіс, тому зсувне пересування може бути або дивергентним (транстенсивним), або конвергентним (транспресивним). Структурний прояв дивергентних зсувів призводить до посилення зв'язку між утворенням розсувів, формуванням рифтогенних осадових басейнів і магматичної діяльністю. Проте конвергентні зсуви зумовлюють утворення підкидів і насувів із формуванням інверсійної складчастості і наступним орогенічним підйомом території басейну. Геодинамічна еволюція багатьох зсувних розломних систем може змінюватися від транстенсивних систем до транспресивних і навпаки, у зворотному напрямку.

Класичним зсувним рифтом, , за даними R. Freund (1965) та I. Zak, R. Freund (1980), є Мертвоморський [34], що сформувався через лівобічне пересування Палестинської плити відносно Арабської плити вздовж магістрального зсуву Мертвого моря (рис. 1.10).

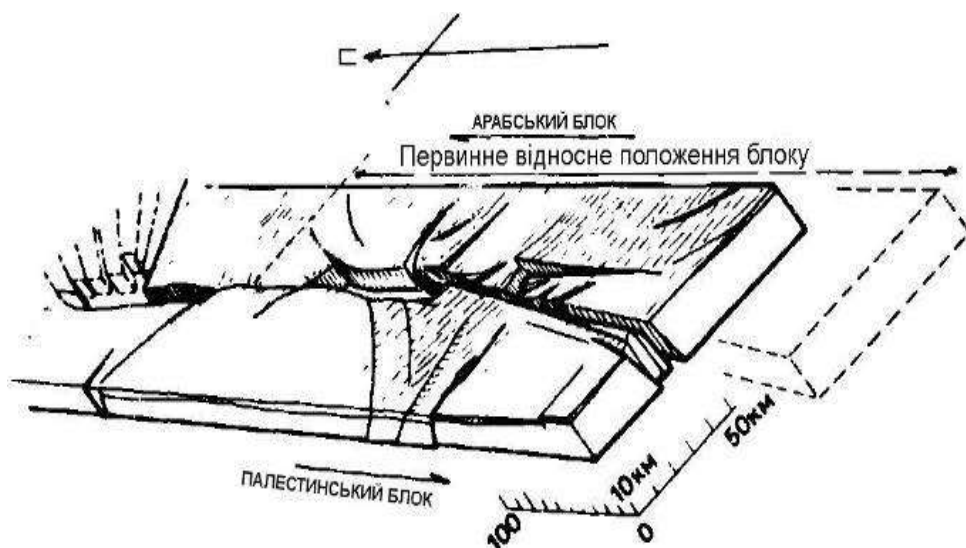


Рис. 1.10 Модель формування Мертвоморського рифту (за R. Freund, 1965)

Швидкість горизонтального переміщення тектонічних плит одна відносно одної дорівнює 6-10 км/млн років при швидкості седиментації в осадовому басейні близько 1м/1000 років. Горизонтальне зміщення на 60-65 км у ранньому міоцені (25-14 млн років по тому) призвело до утворення западини Ваді-ель-Араба, заповненої 2км червонокольоровою товщею. Наступне переміщення на 40-45км за 4,5млн років по тому призвело до накопичення понад 4км хемогенної товщі морських та озерних відкладів формації Седом, які перекриті озерними евапоритовими карбонатами та уламковими породами товщиною 3,5км. Басейн обмежений крутими, амплітудою понад 10км, глибинними скидами і потужним осадовим чохлам на сході (рис. 1.11). На заході сформована серія лістричних скидів, які утворюють систему оперення відносно східного крайового порушення.



Рис. 1.11 Розріз через центральну частину Мертвого моря (за I. Zak, R. Freund, 1980)

У межах Колтогорсько-Уренгойського палеорифту Західно-Сибірської платформи О. Тимурзієвим (2009) встановлено кулісний структурний рисунок у плані і характерні "квіткові структури" у розрізі антиклінальних валів мезозойсько-кайнозойського осадового чохла [24] (рис. 1.12, 1.13). За цими ознаками, складчастість неотектонічного етапу активізації регіональних тектонічних порушень палеорифтової системи Західно-Сибірської мегасинеклізи віднесено до горизонтально-зсувного прирозломного типу.

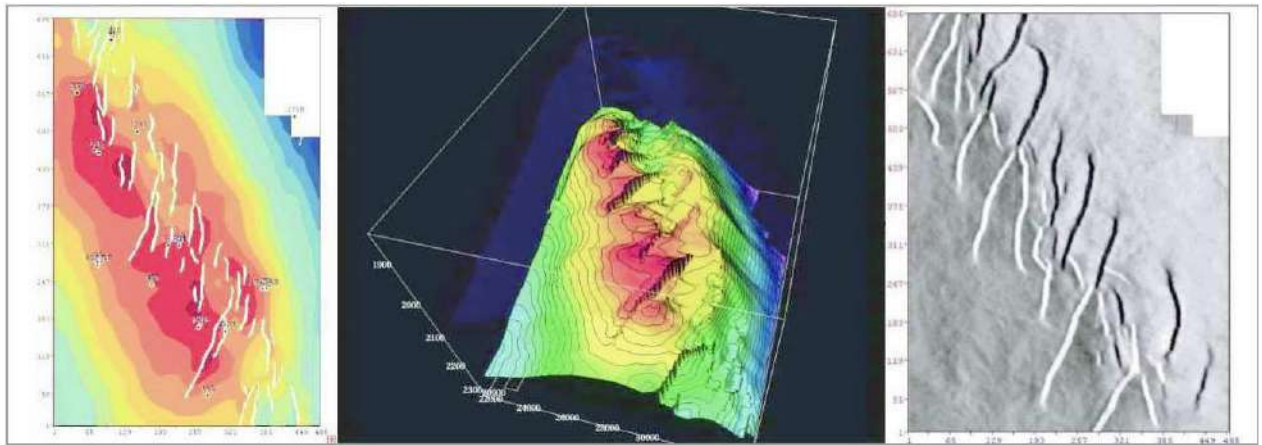


Рис. 1.12 Кулісна будова шовної зони горизонтального зсуву у склепінні Сти-Пуровського валу (за О. Тимурзієвим, 2009):
а) структурна карта; б) куб по покрівлі баженовської світи; в) карта кутів нахилу по покрівлі верхньої крейди.

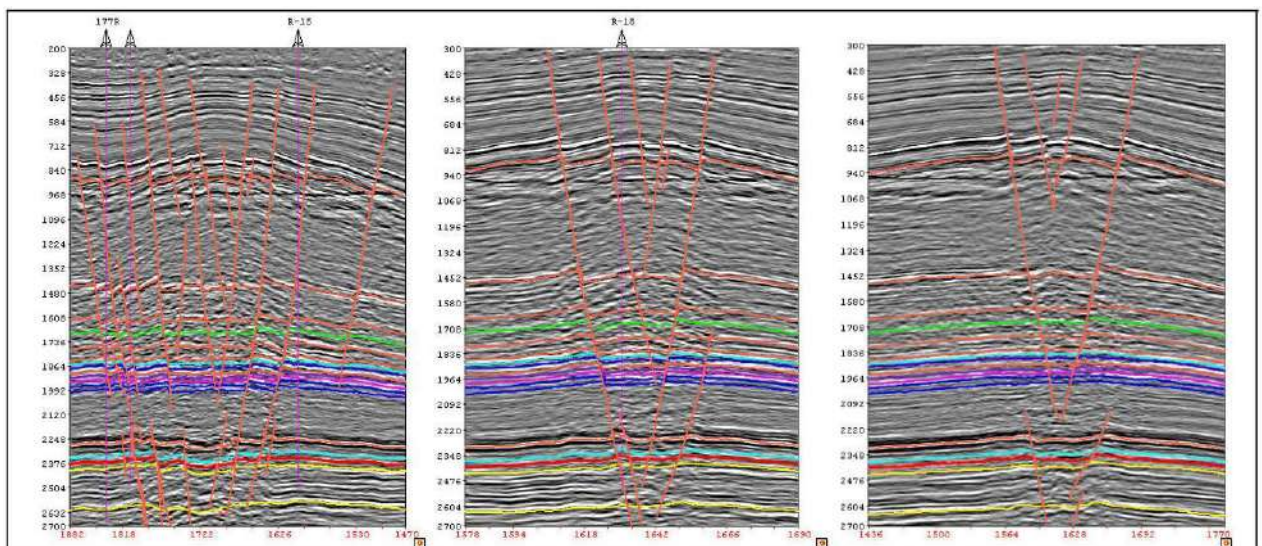


Рис. 1.13 Морфологічні типи зсувів оперення і структурних парагенезів осадового чохла у зоні динамічного впливу зсуву по фундаменту (за О. Тимурзієвим, 2009):
Зліва направо: "квіткова" структура; "телескопічна" структура, "віялова" структура.

Дані з географії розташування зсувних та колізійних рифтогенних басейнів свідчать про їх поширення на усіх континентальних плитах, де їх генезис ідентифікують кулісні системи зсувів в плані та "квіткові" структури, що їм відповідають, у розрізі осадового чохла. Численні та різноманітні прояви зсувної тектоніки в осадових басейнах світу свідчать про глобальний характер тектонічних процесів, що визначали прояв горизонтально-зсувних деформацій як на етапі рифтогенезу, так і етапах платформної активізації.

1.2 Історія досліджень геологічної будови Дніпровсько-Донецького палеорифту

Дослідженню геологічної будови ДДП присвятили свої роботи відатні вчені-геологи: А.П. Карпінський, А.Д. Архангельський, М.С. Шатський, В.Г. Бондарчук, В.С. Попов, С.І. Субботін, І.І. Чебаненко, Г.Н.Доленко, В.Г. Соллогуб, М.В. Чирвінська, А.В. Чекунов, Є.Є. Милановський, В.Є. Хаїн, В.К. Гавриш, А.Я. Радзівілл, І.А. Майданович, О.Є. Лукін, В. І. Старостенко, К.Ф.Тяпкин та інші.

ДДП є складовим геоструктурним елементом палеорифтової системи трансрегіонального Сарматсько-Туранського лінеамента, що простягається від Прип'ятського прогину до гірничо-складчастого Тянь-Шаню [35, 36]. Північно-західна частина лінеамента - це Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький палеорифт, утворений в тілі Сарматської плити СЄП середньопалеозойським внутрішньоплатформним авлакогеном і накладеними на нього верхнепалеозойською надріфтовою западиною та мезозойсько-кайнозойською синеклізою, заповнені рифтовими і платформними комплексами осадового чохла, віком від пізнього девону до антропогену [37, 38]. Він уздовж перетинає її південно-західну околицю і обмежується древніми кристалічними масивами – Воронезькою антеклізою (ВА) з півночі та Українським щитом (УЩ) з півдня (рис. 1.14). Його південно-східний фланг розкривається в область пізньопалеозойських субокеанічних басейнів та островних дуг океану Тетіс, перетворені протягом герцинсько-ранньокімерійського орогенезу в цоколь Скіфсько-Туранської плити. Специфічна тектонічна позиція ДДП біля рухомої околиці СЄП визначила те, що його геологічна еволюція відбувалася під впливом багаторазових тектонічних перебудов, ініційованих активними рухами тектонічних плит Тетісу [36]. Формування рифтогенної геоструктури ДДП відбувалося на неоднорідному докембрійському кристалічному фундаменті Сарматської плити – південно-західної складової СЄП (рис. 1.14) [39, 40, 41].

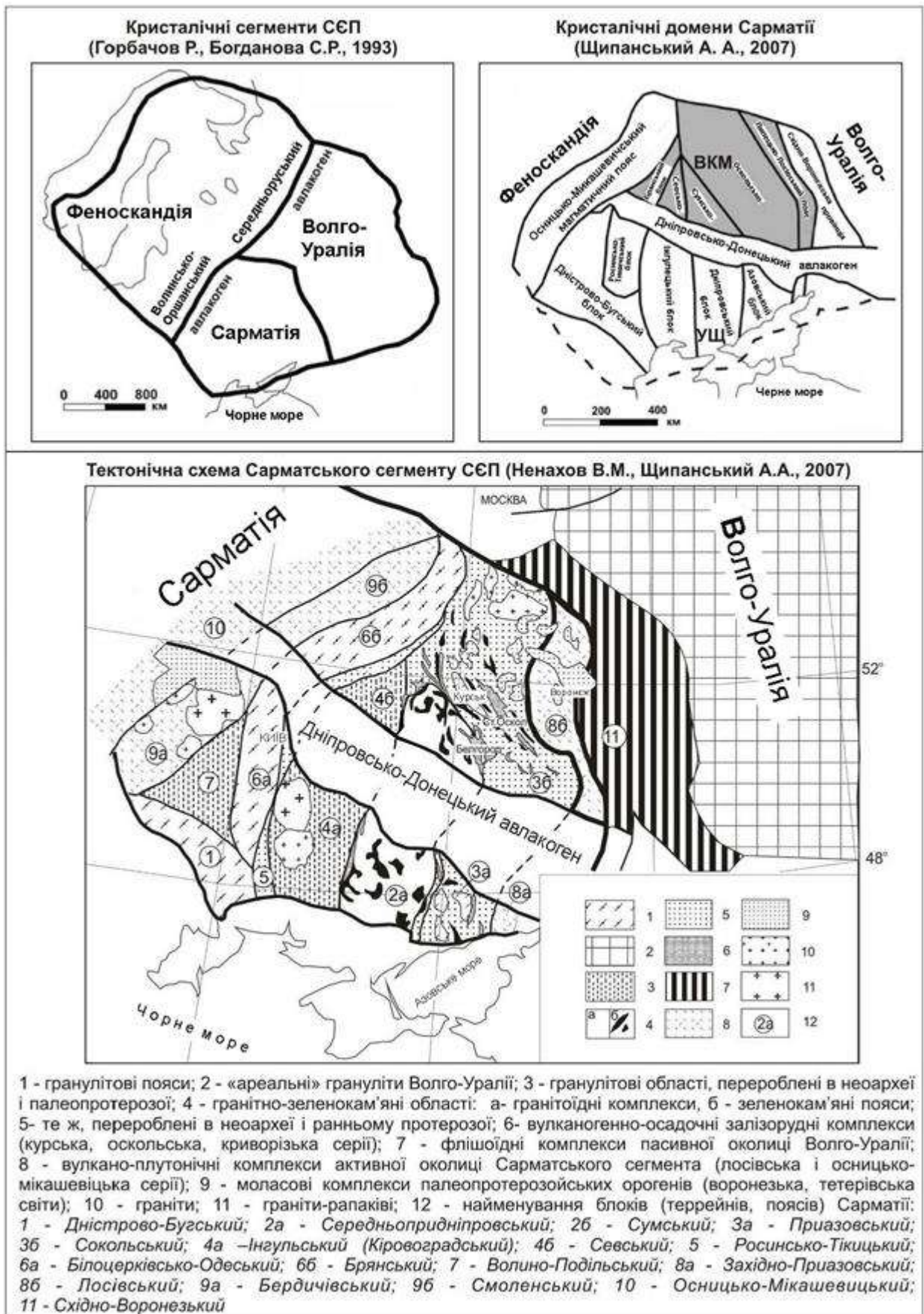


Рис. 1.14 Тектонічна схема докембрійського фундаменту Східноєвропейської платформи, згідно [40, 41]

На півночі його складають чотири мегаблоки кристалічного масиву ВА – Брянський, Курський, Ливенсько-Воронезький, Розсошанський. Разом вони утворюють два мегаблоки– Брянський і Курський, що розділені Інгулецько-Криворізько-Крупецькою шовною зоною. На півдні фундамент Сарматської плити складають п'ять мегаблоків кристалічного масиву УЩ– Волинський, Росинський, Інгульський, Середньо-Придніпровський, Приазовський, які складають дві мікроплити– Західну і Східну, що розділяються в межах УЩ трансрегіональним тектонічним швом Херсон–Смоленськ [40, 41, 42].

Центральною за розташуванням структурною складовою ДДП, особливості тектоніки якої розглянуто нижче, є Дніпровський грабен. Він має типову лінійну, трогову структуру північно-західного азимутального простягання, що обмежена поздовжніми крайовими регіональними глибинними розломами. Структура грабену із різкою просторовою незгідністю, ортогонально накладається на транс-регіональні тектонічні шви Херсон– Смоленськ і Донецьк– Брянськ, а також на решту AR-PR лінійних складчастих структур консолідованого цоколю. Вони мають меридіональне і діагональне простягання та утворюють поперечні шовні зони. Встановлено, що ці поперечні глибинні структури активно проявились при утворенні первинної грабен-рифтової структури [43, 44]. Найбільш значущими із них за структуро-формуючою роллю на рифтовому етапі вважаються Одесько-Тальнівська, Кіровоградська, Інгулецько-Брянська (Західноінгулецька), Криворізько-Кременчуцька, Верховцівсько-Льговська, Дніпродзержинська, Одеська, Оріхово-Павлоградська, Центральноприазовсько-Слов'яногірська трансрегіональні зони розломів, а також тектонічний шов Херсон – Смоленськ [44, 45]. Боковими границями Дніпровського грабену є Одесько-Тальнівський розлом, що відділяє його від Прип'ятського прогину на північному заході, і Центральноприазовсько-Слов'яногірська зона розломів, за якою він межує з ДСС на південному сході.

У південно-східній частині ДДП та в межах ДСС рифейський грабен залягає на "базальтовому" шарі консолідованої кори, оскільки "гранітний"

шар вважається тут відсутнім. Від границі із ДСС за Центральноприазовсько-Слов'яногірської системою розломів до межі Чернігівського сегмента за трасою Західноінгулецького розлому рифейський грабен проявляється як єдиний структурний елемент, що підстеляється "гранітним шаром" кори [46].

У Срібненській депресії на кристалічному фундаменті за геофізичними даними прогнозується залягання 7-8 кілометрової товщі порід овруцької серії. Крім того, за особливостями речовинного складу нижньофаменських відкладів, їх наявність прогнозується також на днищах прибортових девонських улоговин [47]. Тому припускається, що на захід від Західноінгулецького розлому до меридіану м. Ічні грабен розгалужується на три гілки, які розташовуються у межах осьової Срібненської депресії та вузьких прибортових девонських улоговин. Далі на північний захід, між меридіаном Ічні і Лоевсько-Брагинським виступом фундаменту, верхньопротерозойські відклади не розвинені, ймовірно, внаслідок глибокого розмиву.

За даними інтерпретації наявних геофізичних матеріалів товщина земної кори під древнім грабеном складає 30-40км, збільшуючись у напрямку бортів до 50км та більше [48]. В осьовій частині грабену у розділі Мохо простежено крупну антиформу (рис. 1.15). Мінімальні глибини до подошви кори складають тут 30км у її склепінні, яке розташовано на північ від м. Полтава, максимальні глибини досягають 40-45км поблизу крайових розломів грабену.

Південному та північному поздовжнім, крайовим глибинним розломам Дніпровського грабену притаманні велика протяжність та надглибинність, наскрізь перетинаючи літосферу, вони досягають поверхні розділу Мохо. За їхніми трасами сформувалися плечі рифту, про що свідчить тектонічний контроль поширення у грабені ранньорифейських і девонських рифтогенних відкладів.

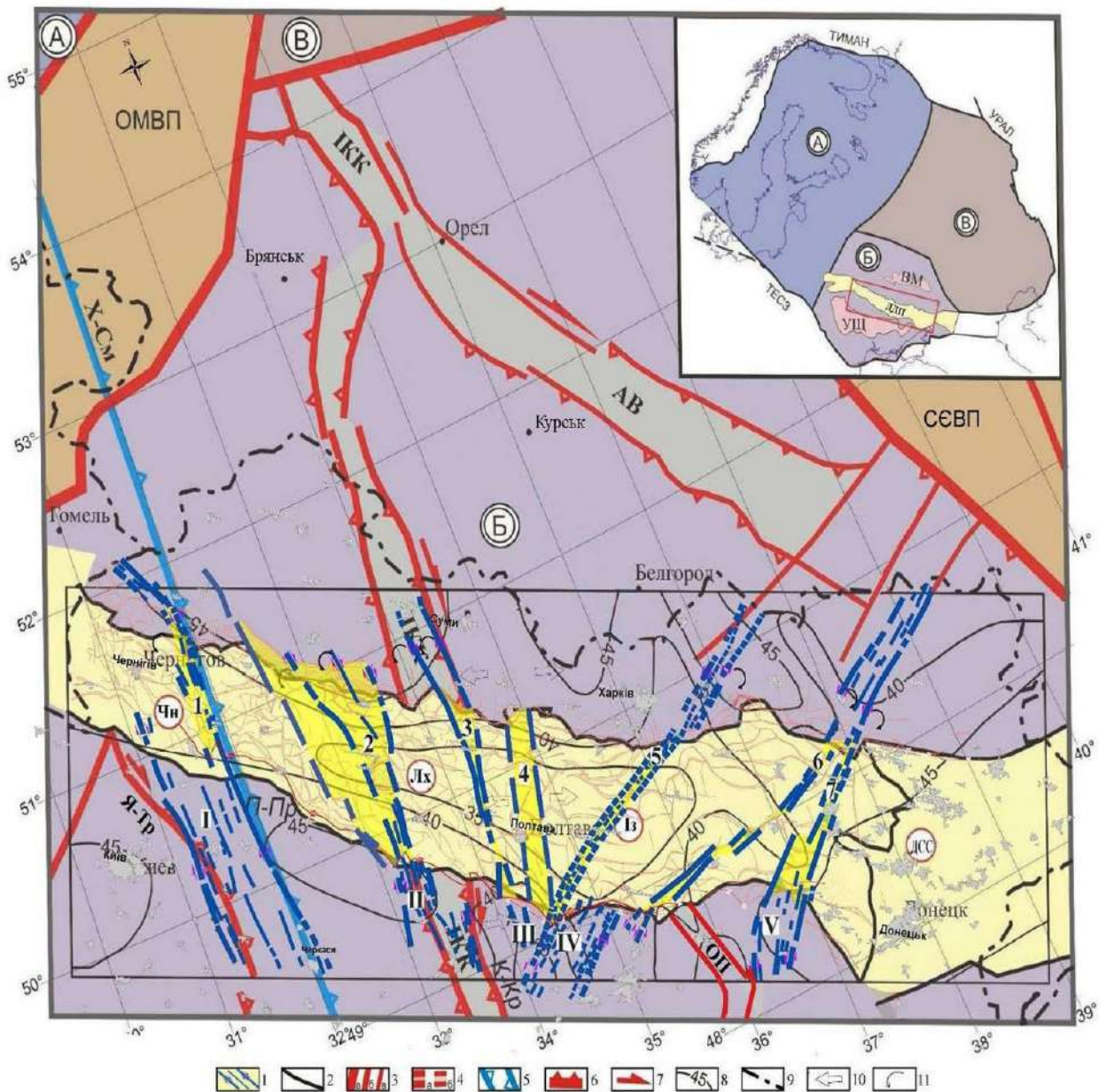


Рис. 1.15 Тектонічна позиція та сегментація Дніпровсько-Донецького палеорифту на схемі Сарматського сегменту СЄП (за В. Старостенком та ін., 2015). Умовні позначення: 1— міжсегментні зони; 2— границі палеорифту; 3— розломи: а— міжгеоблокові, б— міжмегаблокові: Я-Тр— Ядлівсько-Трактемирівський, К-Кр— Криворізько-Кременчуцький; в— міжблокові; 4— шовні зони: ІКК— Інгuleцько-Криворізько-Крупецька, АВ— Олексіївсько-Воронезька, ОП— Оріхово-Павлоградська; 5— Х-См— тектонічний шов Херсон-Смоленськ; 6— насуви; 7— зсуви; 8— глибина розділу Мохо (км); 9— державний кордон. Букви: А-В— сегменти СЄП: А— Фенноскандія, Б— Сарматія, В— Волго-Уралія. Сегменти ДДП: Чн— Чернігівський, Лх— Лохвицький, Із— Ізюмський та ДСС. Міжблокові зони Українського щита: І— Кіровоградська; II— Інгuleцько-Криворізько-Кременчуцька; III— Дніпродзержинська; IV— Одеська; V— Центральноприазовсько-Слов'яногірська. Міжсегментні зони: 1— Кіровоградська; 2— Інгuleцько-Криворізька; 3— Дніпродзержинська; 4— Верховцівсько-Льговська; 5— Коломацько-Кобеляцька; 6— Балаклійсько-Синельниківська; 7— Центральноприазовсько-Слов'яногірська.

Важливою є роль древніх субмеридіональних глибинних розломів, закладених задовго до формування грабен-рифтової структури [40- 45,48]. Вони проявляються у структурі палеорифту як тектонічний каркас, що контролює його поперечну тектонічну сегментацію (рис. 1.15). Очевидно, що границі сегментів консолідованої кори ДДП не узгоджуються із сегментацією оточуючих кристалічних масивів УЩ і ВМ, проте відбиваються у будові осадового чохла, що свідчить про визначальний вплив диз'юнктивної тектоніки на умови осадконакопичення у палеорифті. Причому, збільшення товщини постріфтових осадових відкладів відбувається поступово від 2 км в Чернігівському сегменті, до 2-4 км в Лохвицькому і до 4-10 км в Ізюмському сегментах (рис. 1.16). Максимуми товщин осадового чохла локалізуються в осьовій частині Дніпровського грабена, збільшуючись у південно-східному напрямку. Кількісну оцінку швидкості прогинання виконано В. В. Гончаром (2017) [49].

Поперечна сегментація має певне відбиття у решітці розривних порушень, встановлених у покрівлі дорифтової девонської підсольової осадово-вулканогенної товщі [44]. Глибинні коро-мантийні розломи консолідованої кори контролюють простягання систем розломів і товщини постріфтового осадового комплексу (рис. 1.16, 1.17).

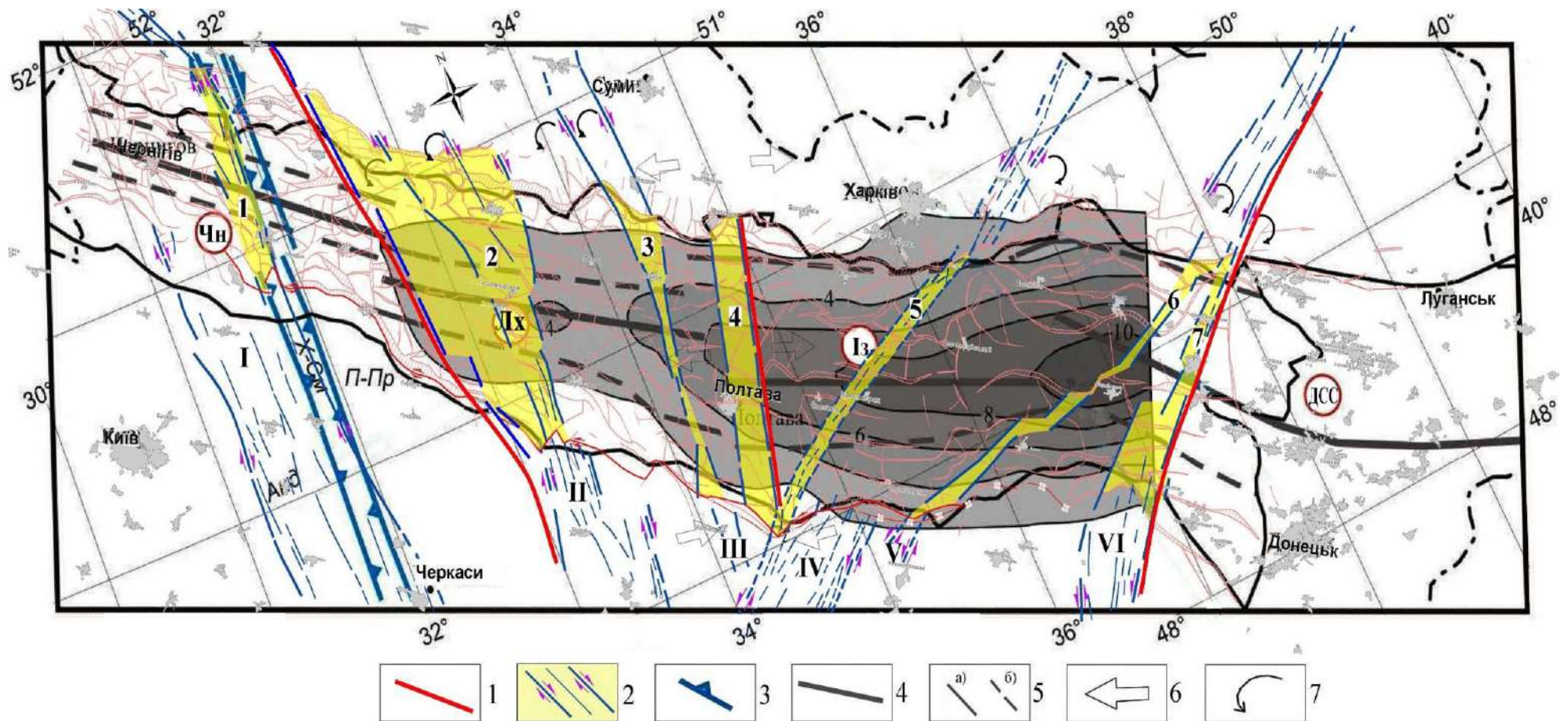


Рис. 1.16 Товщина пострифтового осадочного комплексу Дніпровсько-Донецького палеорифта [48]. Умовні позначення: 1– міжсегментні розломи; 2– трансрегіональні глибинні розломи; 3– тектонічні шви; 4– вісь рифту; 5– границі палеорифту: а– за даними С. Н. Стовби (2008); б– за даними В. І. Старостенка та ін. (2015). Решта позначень на рис. 1.15.

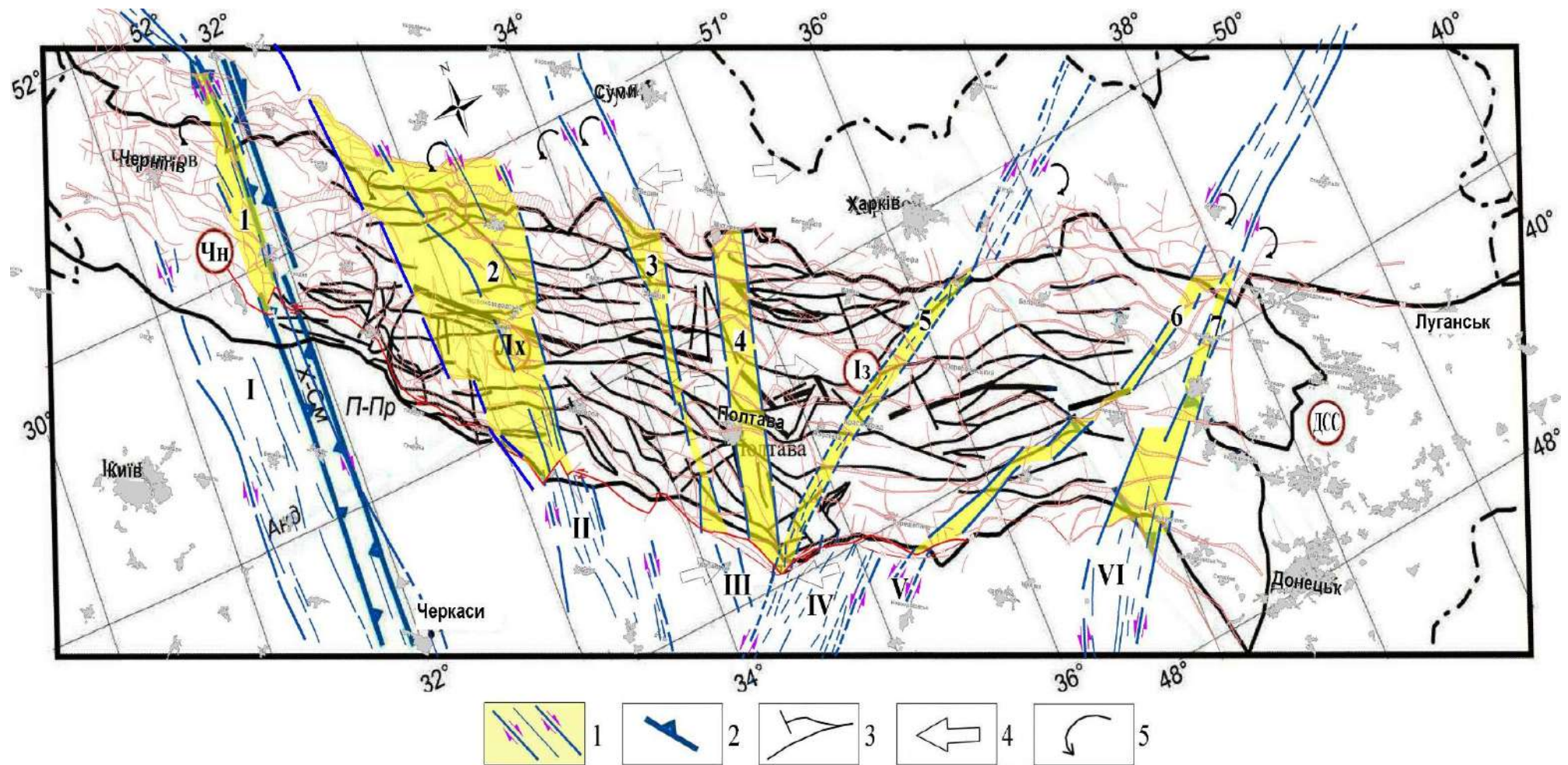


Рис.1.17 Схема розривної тектоніки девонських підсольових відкладів Дніпровсько-Донецького палеорифту [48]. Умовні позначення на рис. 1.15, 1.16.

Особливо яскраво у структурі підсолевих відкладів відбивається Верховцевсько-Льговський глибинний розлом. Так званий "Ворсклянський щабель", сформований вздовж нього, визначає межі Лохвицького та Ізюмського сегментів Дніпровського грабена (рис. 1.15 - 1.17). Вздовж його траси простежується різка зміна загального простягання осі та рифтогенних систем розломів осадового чохла.

Не менш виразними за структурним проявом у розломній решітці і товщинах постріфтового осадового комплексу є Західноінгулецький глибинний розлом, який є крайнім західним відгалуженням Криворізько-Кременчуцької розломної зони, та Кіровоградський глибинний розлом. Границею між Чернігівським і Лохвицьким сегментами у роботі розглядається Західноінгулецький розлом, що контролює західну межу розвитку 2км товщин постріфтових відкладів (рис. 1.16).

У рельєфі докембрійського фундаменту структурно досить чітко проявляються Верховцевсько-Льговський міжсегментний глибинний розлом і, розташований західніше, Дніпродзержинський глибинний розлом, який є східною межею Криворізько-Кременчуцької зони розломів (рис. 1. 15 - 1.18). У фундаменті обидва розломи, ймовірно, утворюють спільну шовну зону, яка відігравала помітну структурну роль на етапі закладання девонського рифту.

У західній частині Ізюмського сегменту у товщинах і решітці тектонітів постріфтового осадового комплексу та рельєфі кристалічного фундаменту доволі впевнено виділяється Одеська зона розломів (рис. 1. 15 - 1.19). У східній частині цього сегменту за тим ж даними не менш виразними є Балаклійсько-Синельниківська і Центральноприазовсько-Слов'яногірська зони розломів.

Через активізацію Центральноприазовсько-Слов'яногірської зони розломів на усіх головних фазах постріфтової еволюції та за геологічних даних, що розлого розглядатиметься у роботі нижче (розд.5), вона вважається границею між Ізюмським сегментом ДДП і ДСС (рис. 1.15-1.18).

Усі вищевказані субмеридіональні глибинні розломи обох мікроплит відігравали визначальну роль у формуванні рифтової структури та етапах платформної тектонічної активізації ДДП, на що вказують структурні прояви горизонтального зсування осей зональних тектонічних елементів на границях сегментів, а також контроль обстановок осадконакопичення на рифтовому. Виключенням є Оріхово-Павлоградський глибинний розлом і трансрегіональний тектонічний шов Донецьк – Брянськ, які не мають певного структурного відображення у системній організації інверсійної тектоніки як кристалічного фундаменту, так і осадового чохла.

На взаємозв'язок будови різних поверхів земної кори вказують особливості рельєфу докембрійського кристалічного фундаменту (рис. 1.18). Границі сегментів консолідованої кори, прийнятих в оригінальній схемі сегментації, контролюють поздовжнє ступінчасте занурення поверхні фундаменту, глибина залягання якого варіює від 2 км на північному заході до 20 км на південному сході, та поступове збільшення в тому ж напрямку ширини Дніпровського грабена [48].

Консолідована кора під древнім грабеном поступово потоншується з північного заходу до південного сходу від 35-42 км в Чернігівському сегменті до 15-25 км в Лохвицькому та Ізюмському сегментах, проте збільшує товщину до 25-30 км на території перехідної зони між ДДЗ та ДСС [48] (рис. 1. 19). Стоншення консолідованої кори на міжсегментних границях складає близько 10 км: від 35 км у Чернігівському до 25 км у Лохвицькому та 15 км в Ізюмському сегментах. Така геологічна тенденція обумовлює зворотну ситуацію в розподілі товщин консолідованої кори і осадового чохла.

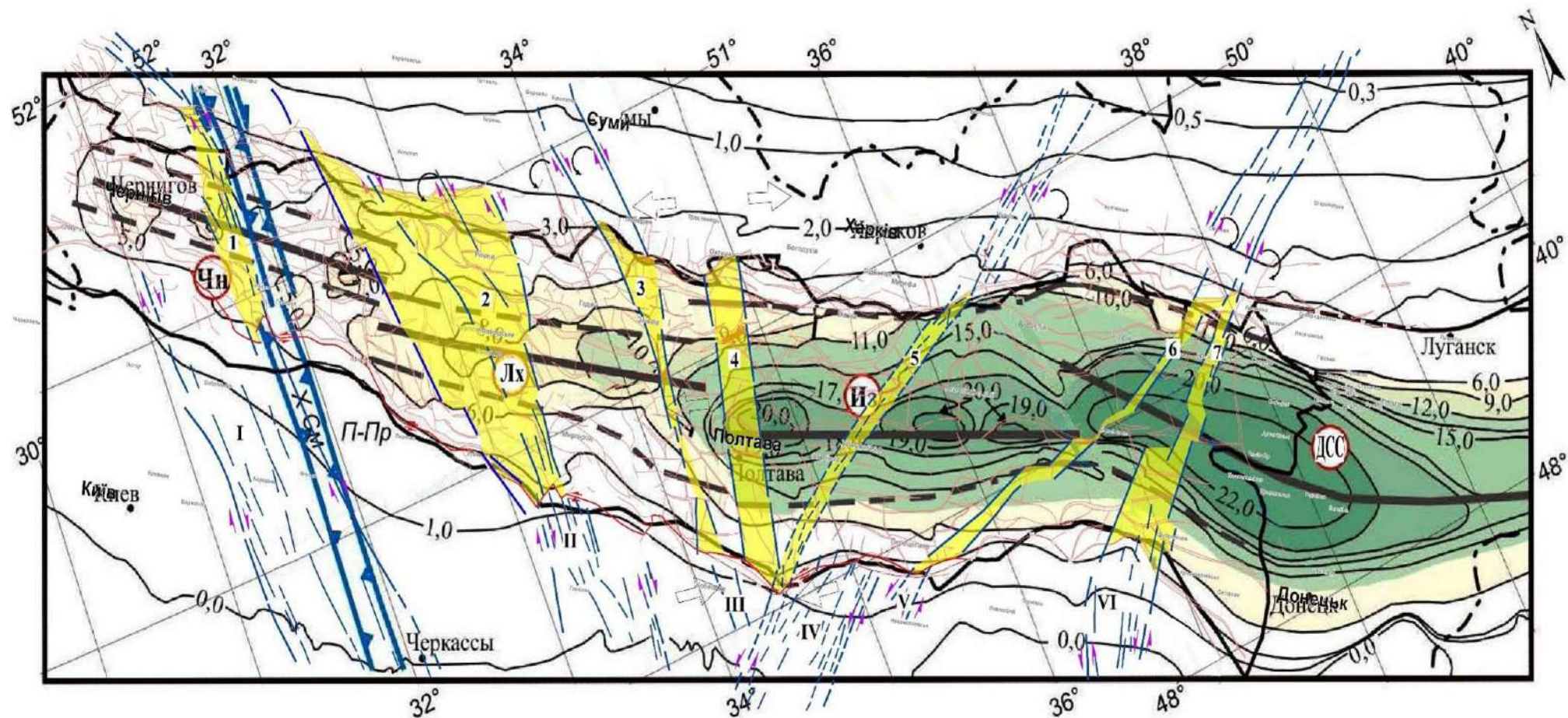


Рис. 1.18 Схема рельєфу докембрійського кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту [48]. Умовні позначення на рис. 1. 15, 1.16.

За даними інтерпретації матеріалів сейсмотомографії (ГейкоВ. та ін., 2005); Т. Цветковою, І. Бугаєнко, (2012), встановлено зміну товщини літосфери під окремими сегментами консолідованої кори, а також неузгодженість рельєфу підосви кори із простяганням ДДП [50, 51]. В межах зчленування з ДСС товщина кори збільшується до 25-30 км і має високу щільність на розділі Мохо (рис. 1.20, 1.21). Проте, мінімальна товщина кори (15-25 км) в Ізюмському сегменті супроводжується максимальною щільністю під розділом Мохо. Щільність кори на розділі Мохо досягає $3,04 \text{ г/см}^3$, що ототожнюється із "коро-мантією сумішшю". У межах ДДП максимальні значення щільності на розділі Мохо закономірно збільшуються із північного заходу на південний схід, складаючи у північно-західній мікроплиті від $3,12 \text{ кг/м}^3$ в Чернігівському до $3,18 \text{ кг/м}^3$ в Лохвицькому сегментах, а в південно-східній мікроплиті – від $3,18\text{-}3,20 \text{ кг/м}^3$ в Ізюмському сегменті до $3,36 \text{ г/см}^3$ в ДСС.

Відомо, що збіг контуру позитивної форми рельєфу у підосві літосфери із границями розташованого над нею корового сегмента із "базальтовим" шаром є прямою ознакою рифту. Така реліктова рифтова структура розташовується на території Лохвицького сегмента [48]. Під ним локалізується аномально піднята до 120 км купольна глибинна структура у підосві літосфери (рис. 1.21). Проте, під суміжним Чернігівським сегментом встановлено найпотужнішу у ДДП літосферу товщиною до 280 км. У рельєфі підосви літосфери тут простежено дрібні антиклінальні структури, які розповсюджуються за межі сегменту, у північну частину Українського щита. Границя між Лохвицьким і Чернігівським сегментами у підосві літосфери доволі впевнено виділяється за трасою Західноінгулецького глибинного розлому.

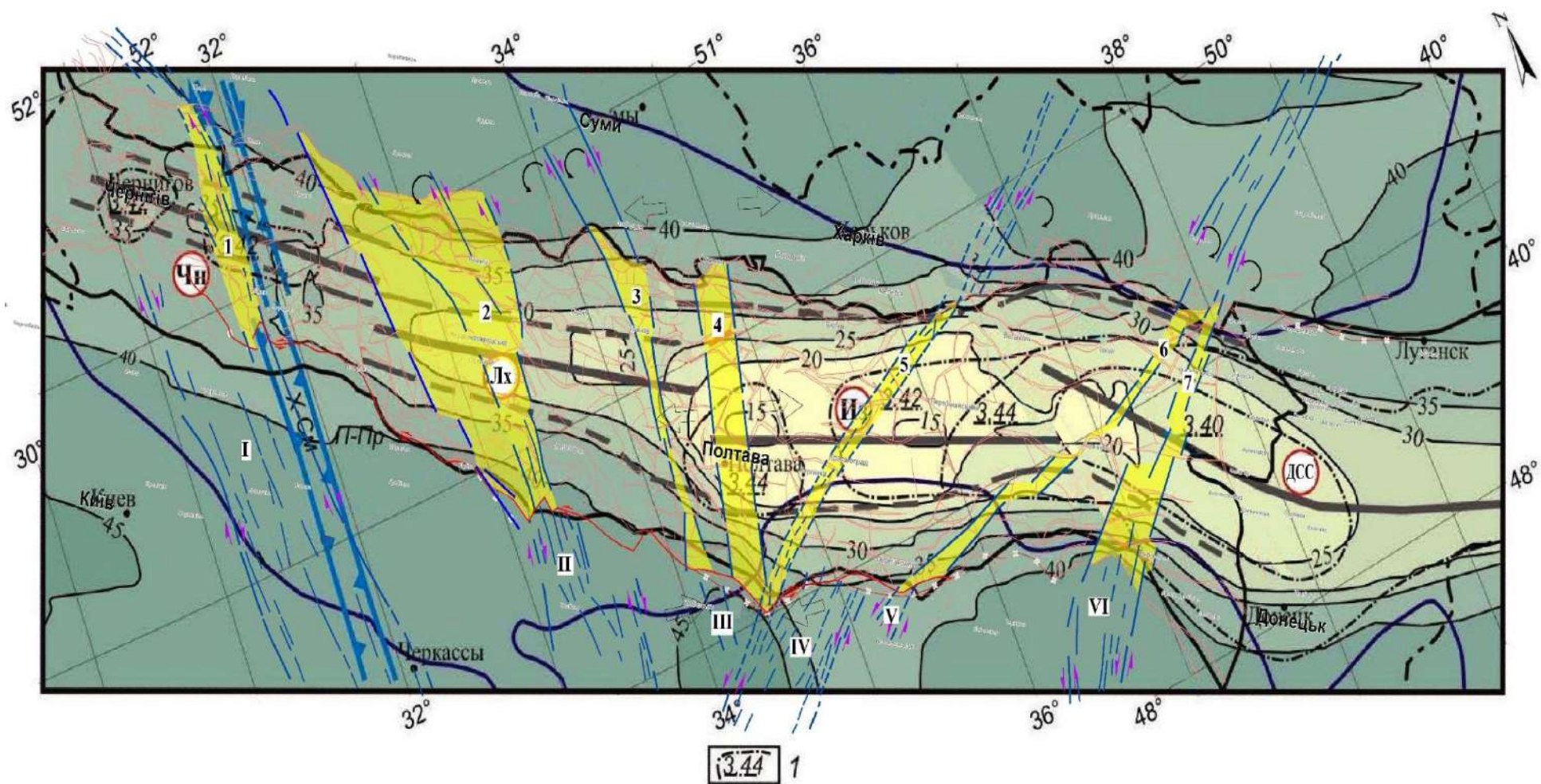


Рис. 1.19 Схема товщини консолідованої кори Дніпровсько-Донецького палеорифту, згідно [48].
Умовні позначення: 1 – території аномальної щільності підкорової мантії (г/см^3) [51], решта на рис. 1.16, 1. 17.

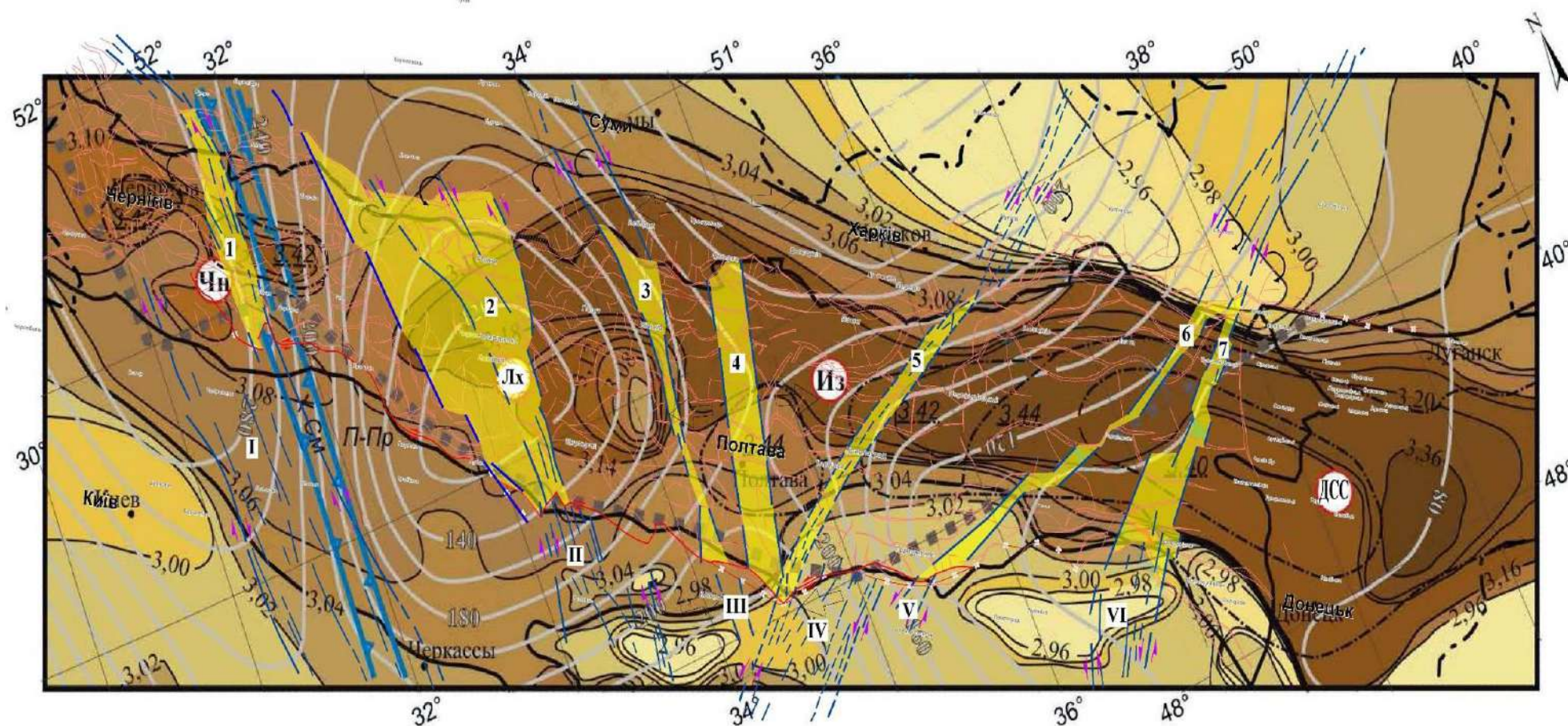


Рис. 1.20 Схема рельєфу підосви літосфери Дніпровсько-Донецького палеорифту та густини на розділі Мохо, згідно [50]. Умовні позначення: пунктир – північна межа високошвидкісного прошарку кори у шарі Голіцина-Гейка, згідно [51], решта на рис. 1.16, 1. 17.

Підйом подошви літосфери в Ізюмському сегменті в напрямку ДСС, де вона простежена на глибині 80 км, відбувається вздовж серії широтних розломів у північній частині Дніпровського грабена. Натомість, стоншення літосфери під ДСС відбувається у напрямку Приазовського мегаблоку УЩ (рис. 1. 20). Такі особливості рельєфу подошви літосфери пояснюються тим, що геоструктура ДСС у девонську епоху розкривалася у давній океан Тетіс. Незгідність рельєфу подошви літосфери із структурою палеорифту може зумовлюватися відсутністю окремого мантийного джерела – гарячої точки або мантийного плюму під рифтом, який впливав на структурно-речовинну еволюцію континентальної земної кори і викликав структуро-формування [48].

За результатами 3Д магнітного моделювання І. К. Пашкевич, М. І. Орлюк, Т. В. Лебедь (2014) встановили просторове зміщення глибинних магнітних тіл у консолідованій корі ДДП відносно магнітних джерел кристалічних масивів УЩ і ВМ та відносно рельєфу подошви літосфери [52] (рис. 1.22). У Чернігівському і Лохвицькому сегментах магнітні тіла розташовуються у межах Дніпровського грабена, де локалізовані джерела девонського магматизму, за даними М. Wilson, Z. M. Lyashlevich (1996) [53].

В межах Ізюмського сегмента Дніпровського грабена та на території ДСС глибинні магнітні тіла утворюють широку структурну смугу в їх північних частинах і мають меншу інтенсивність намагніченості у порівнянні з північно-західними сегментами. Ця смуга магнітних утворень разом з усім Ізюмським сегментом обмежуються з південного сходу широкою зоною транс-регіонального Центральноприазовсько-Слов'яногірського глибинного розлому, який впевнено простежується у структурі палеорифту (рис. 1. 22).

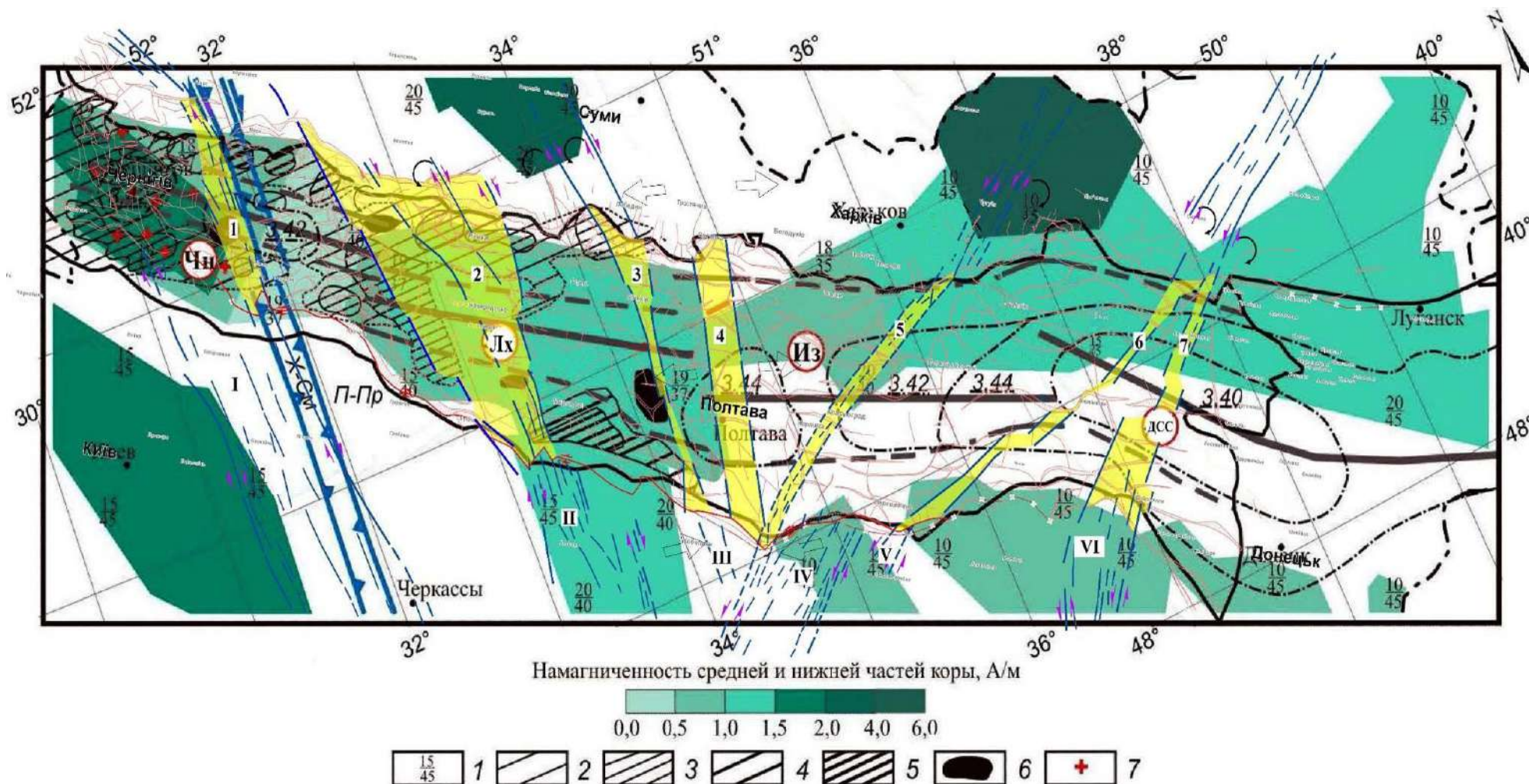


Рис. 1.21 Магнітна модель консолідованої кори Дніпровсько-Донецького палеорифту [52]. Умовні позначення: 1 – глибини залягання магнітних тіл вулканітів [53]; 2 – перешарування лужно-ультрамафічної пірокластички і осадових порід; 3 – лужно-ультрамафічні лави і пірокластичка; 4 – перешарування мафічних лав, пірокластички і осадових порід; 5 – мафічні лави і пірокластичка; 6 – девонські соляні штоки; 7 – вулканічні центри.

Речовинний склад підкорової мантиї прогнозований В. І. Старостенко, І. К. Пашкевич, І. Б. Макаренко та ін. (2017) [54] із використанням результатів аналізу швидкісних моделей верхньої мантиї, складених В. Гейком та ін. (2005), Т. Цветковою, І. Бугаєнко (2012), Л. Шумлянською та ін. (2014). Модель речовинної диференціації сучасної мантиї на глибинах 50-250 км наведено на розрізах упоперек структури палеорифту [55] (рис. 1.23). За цими даними у ДДП виділено області підвищених і знижених значень швидкостей поздовжніх сейсмічних хвиль, а також південну область «перешарування» кори аномалій швидкості. Наявність прошарку аномально високої швидкості у шарі низьких швидкостей у літосфері на глибинах від 70 до 130 км, на думку авторів, свідчить про полого підсування мантийної речовини з півдня, з-під кристалічного масиву УЩ (рис. 1.24, 1.25).

Такому кінематичному механізму вторгнення мантийної речовини, на наш погляд, могла сприяти полого нахилена площина північного крайового порушення, згідно [54] (рис. 1.24), який є відновленим на етапі тектонічної інверсії розломом, що в низах кори змінює тип зі зсуво-скидового на лістричний зсуво-насувний.

Територія відносно знижених мантийних швидкостей охоплює Лохвицький і південно-східну частину Чернігівського сегменту ДДП. Натомість західна частина Чернігівського сегменту характеризується підвищеною швидкістю підкорової мантиї, у порівнянні із східною. Область "перешарування" аномалій швидкості поздовжніх хвиль на півдні Ізюмського сегменту і ЗДГ локалізована у грабені, а далі на схід охоплює північно-західну частину ДСС. Особливості розподілу аномальних сейсмічних швидкостей у верхній мантиї мають кореляцію з формами рельєфу підосви літосфери, а також із границями Лохвицького корового сегмента, під яким виявлено реліктовий фрагмент девонського рифту.

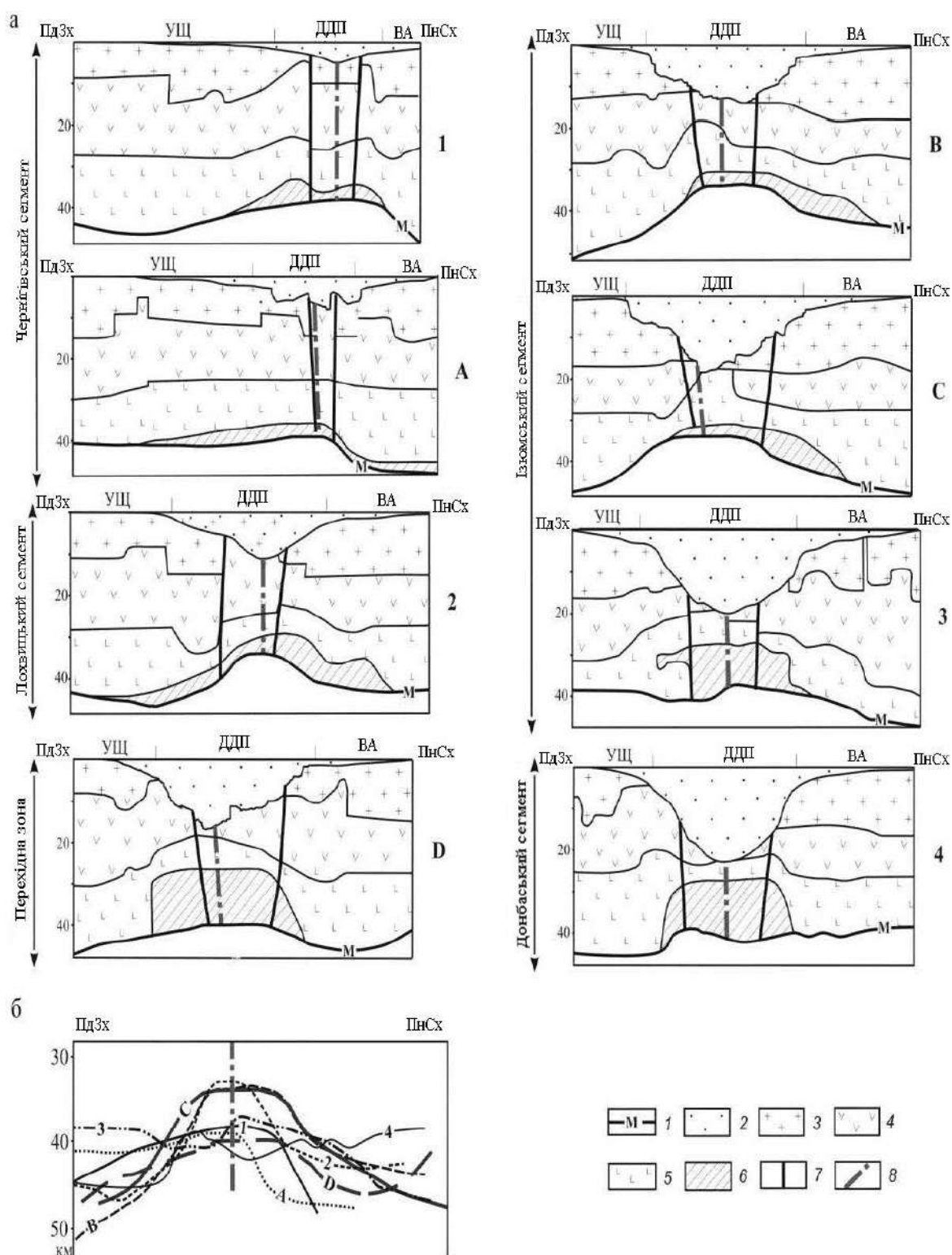


Рис. 1.22 Глибинна будова земної кори на розрізах упоперек структури Дніпровсько-Донецького палеорифту, згідно [54]. Умовні позначення: 1 – розділ Мохо; 2 – 6 – шари земної кори: 2 – осадовий, 3 – гранітний, 4 – діоритовий, 5 – базальтовий, 6 – коро-мантійна суміш; 7 – крайові розломи Дніпровського грабена; 8 – вісь грабена

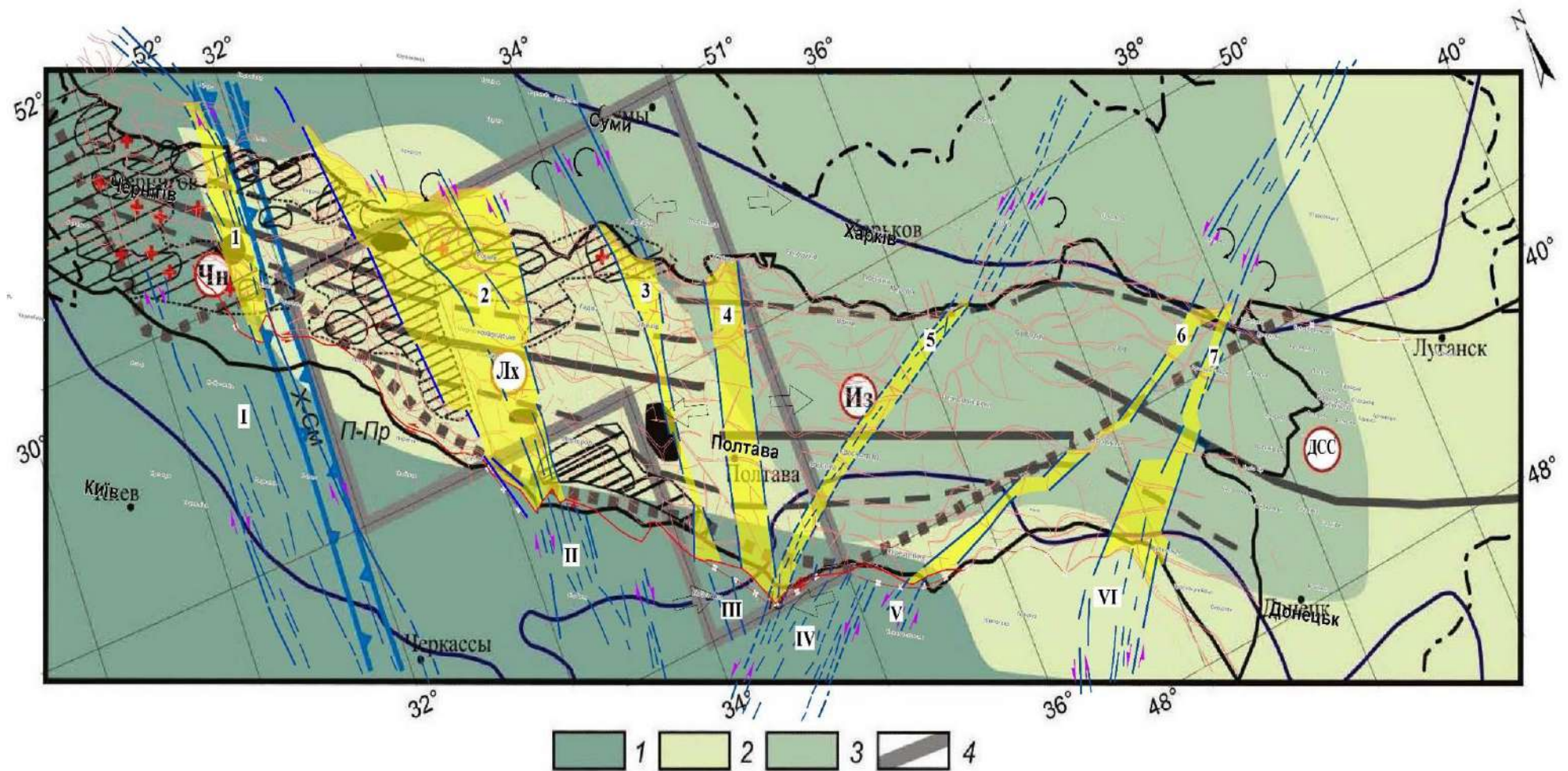


Рис. 1.23 Схема швидкісної неоднорідності підкорової мантії частини літосфери Дніпровсько-Донецького палеорифту і розташування девонського магматизму та надглибинних мантіїних джерел, згідно [54]. Умовні позначення: області: 1 – позитивних аномалій швидкості; 2 – негативних аномалій швидкості; 3 – перешарування аномальних значень швидкості; 4 – надглибинних мантіїних джерел.

Літосфера Чернігівського сегмента (рис. 1.24.а) суттєво відрізняється від інших сегментів ДДП за речовинним складом і рельєфом головних розділів. За геофізичних ознак у його межах встановлено вигинання підосви літосфери через підйом розділу Мохо з різким структурним неузгодженням до простяганням вісі палеорифту [55]. Антиклінальний перегин цих поверхонь простежено у прибортових частинах Дніпровського грабену, де локалізуються вулканічні тіла, складені лужно-ультра-основними лавами та пірокластикою (рис. 1.26).

У північно-західній частині Чернігівського сегмента більшу частку консолідованої кори складає "діоритовий шар", морфологія якого узгоджується із рельєфом покрівлі "коро-мантіїної суміші", розповсюдженої як під грабенем, так і під його бортами (рис. 1.26). Підкорова мантія має підвищені значення швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль [51]. У південно-східній частині сегмента грабен та бортові частини не відображаються у структурі "діоритового" і "базальтового шарів" (рис. 1.26). Тут з'являється "безгранітна" кора, характерна для рифтів, а магнітні тіла локалізовані в ущільнених "діоритовому" і "базальтовому шарах". Літосфера має меншу товщину "базальтового" шару під рифтом відносно схилів УЩ і ВМ, що не типово для рифтових структур. Рельєф розділу Мохо тут узгоджується з рельєфом підосви літосфери. "Коро-мантіїна суміш" є однорідною за товщиною, проте підкорова мантія тяжіє до області понижених аномалій швидкості повздовжніх сейсмічних хвиль [51].

Розріз літосфери Лохвицького сегмента має принципові відмінності від такого у Чернігівському, через різні товщини шарів консолідованої кори та форми рельєфу головних розділів літосфери. Консолідована кора тут не вміщує гранітного шару, має антиклінальну форму покрівлі "базальтового" шару, "коро-мантіїної суміші", підосв консолідованої кори і сейсмічної літосфери. Рельєф цих поверхонь зазнає зміщення у північно-східному напрямку (рис. 1.24, 1.26), що вважається результатом горизонтальних рухів вздовж серії лістричних розломів на рифтовому етапі [54].

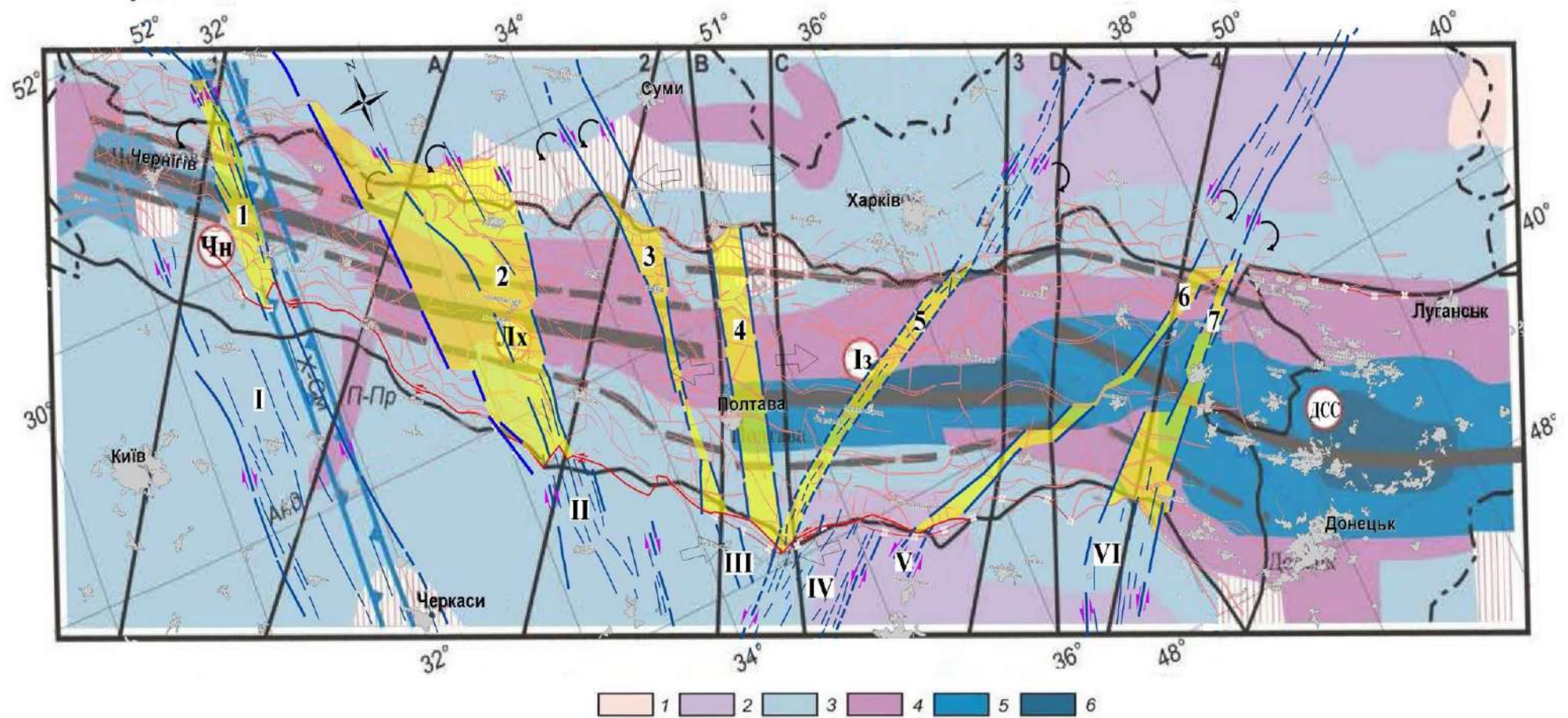


Рис. 1.24 Типи консолідованої земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту, за даними тривимірного щільнісного моделювання [55]. Умовні позначення: 1-6 – шари земної кори: 1 – гранітний, 2 – гранітно-діоритовий, 3 – діоритовий, 4 – лейко-базальтовий, 5 – базальтовий, 6 – магнезіально-базальтовий, решта умовних позначень на рис. 3.2.

Під палеорифтом, на відміну від будови кристалічних масивів УЩ і ВМ, спостерігається зменшення товщини "базальтового" шару за рахунок збільшення товщини "коро-мантійної суміші" (рис. 1. 27). Консолідована кора під рифтом суттєво ущільнена і містить блок магнітної кори, по периферії якого локалізуються девонські вулканічні тіла (рис. 1.25, 1.26). Тип магматизму на бортах рифту варіює від переважно лужно-ульбазитового на північному заході до мафічного – на південному сході [53].

У Лохвицькому сегменті розміщується область відносно понижених аномалій швидкості поздовжніх сейсмічних хвиль, яка розповсюджується за межі палеорифту у північно східному напрямку. У коровому шарі Голіцина-Гейка на глибині 330-350 км під рифтом простежені істотні варіації швидкісних характеристик: від низьких швидкостей на північному заході до перешарування низьких і високих на півдні [55] (рис. 1.25). Такі особливості глибинної будови літосфери і верхньої мантії під Лохвицьким сегментом свідчать про наявність в його межах реліктової структури древнього ранньорифейського рифту.

У глибинній будові Ізюмського сегменту простежено принципові зміни співвідношень товщин шарів консолидованої кори. У північно-західній його частині у грабені встановлено "безгранітну" кору з істотно зменшеною товщиною "діоритового" шару (рис. 1.24, 1.26). "Діоритовий" і "базальтовий" шари тут ущільнені і магнітні. "Коро-мантійна суміш" розповсюджена під рифтом і схилом ВА [54]. Осьовий грабен простежується за градієнтним підйомом розділу Мохо, який супроводжується пологим підйомом підосви літосфери (рис. 1.27).

Також як у Лохвицькому сегменті, північне крайове порушення в Ізюмському сегменті складається лістричним скидом амплітудою близько 8 км, що полого падає на південний захід (рис. 1.24).

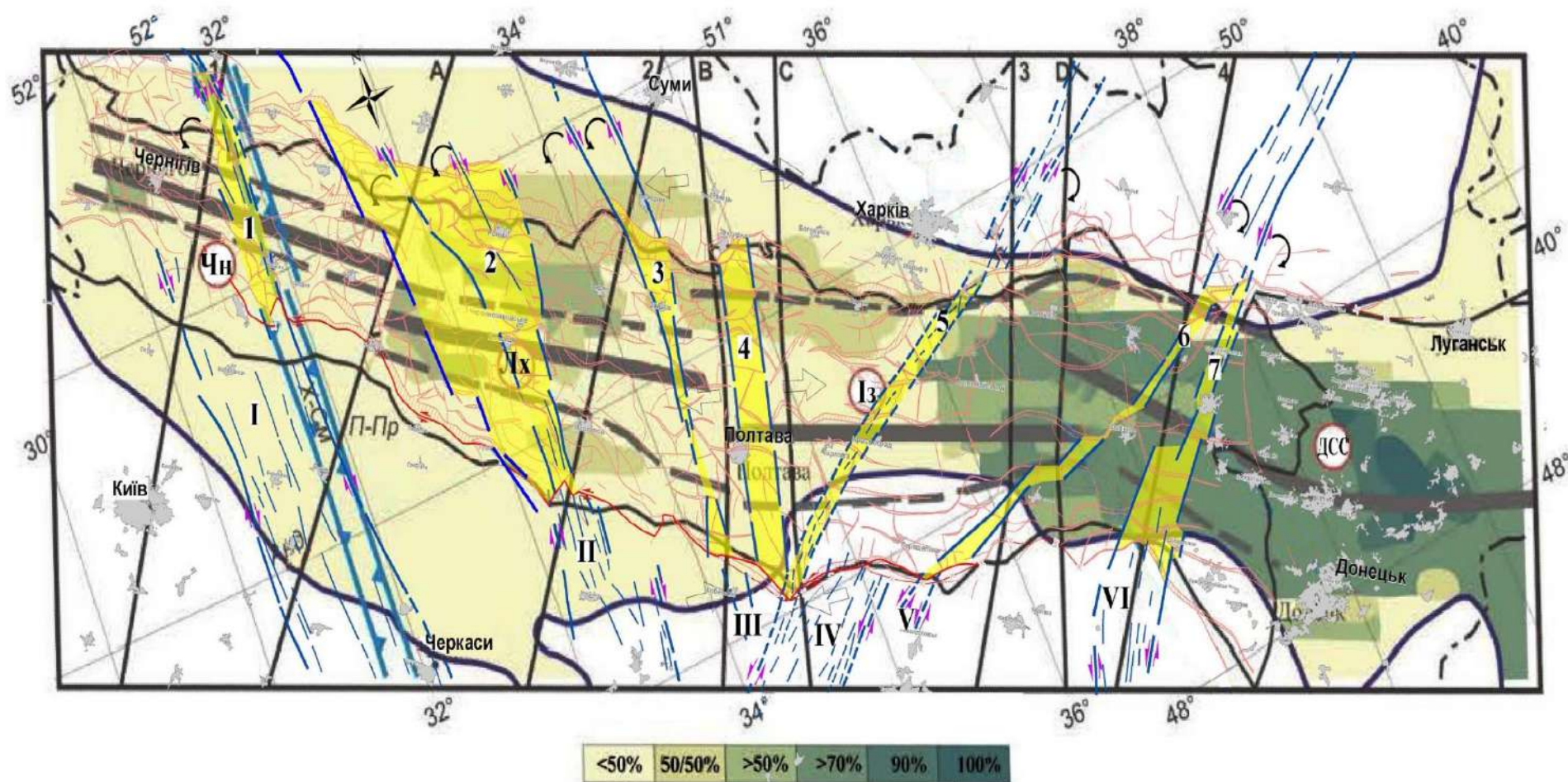


Рис. 1.25 Вміст коро-мантіїної суміші у базальтовому шарі земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту [54]

Розріз консолідованої кори центральної частини Ізюмського сегменту аналогічний до північно-західної його частини. Під грабенем кора має базальтовий склад і в рельєфі слабкий підйом підосви. Асиметрія кори проявляється у структурі розділу Мохо, покрівлі "базальтового шару", "коро-мантіїної суміші", а також тектонічній позиції глибинних магнітних джерел і товщинах "діоритового" і "базальтового шарів" [54]. У підкоровій мантії простежено лінзовидне тіло щільністю $3,50 \text{ кг/м}^3$, а також зміну товщини і швидкісної характеристики шару Голіцина-Гейка на глибинах 275-670 км (рис. 1.21-1.27).

В південно-східній частині Ізюмського сегменту структура літосфери істотно змінюється. Консолідована кора під грабенем вміщує відносно тонкий "діоритовий шар", у покрівлі "базальтового шару" простежено асиметричне підняття. "Коро-мантіїна суміш" утворює тут лінзоподібне тіло товщиною 12 км аномально високої щільності ($3,20 \text{ кг/м}^3$) на розділі Мохо. У північно-східній частині сегмента і на схилах ВА середня і нижня кора є магнітними [54]. Під розділом Мохо на глибинах 60-80 км верхня мантія ущільнена до $3,50 \text{ кг/м}^3$, а осьовому грабену відповідає пологий схил підосви літосфери (рис. 1.21-1.27).

У перехідній зоні між ДДП та ДСС стоншення "діоритового шару" під осьовою частиною грабену обумовлює максимальний підйом покрівлі "базальтового" шару. Розріз консолідованої кори тут ущільнений, а підйом розділу Мохо більш виражений [54]. Підкорова мантія має аналогічну характеристику, натомість шар Голіцина-Гейка під осьовим рифтом змінює товщину і глибину залягання (рис. 1.24). На північно-західних схилах ДСС, в осьовій частині грабену осадовий чохол залягає на "базальтовому шарі". У прибортових зонах у його покрівлі простежено два локальних виступи, яким відповідають області ущільнення підкорової мантії на глибині біля 65 км. Товщина "коро-мантіїної суміші" в грабені досягає 16 км, що є максимальною у ДДП. У рельєфі розділу Мохо простежено флексуру амплітудою біля 5 км, яка локалізується у шовній зоні Центрально-

Приазовсько- Слов'яногірського глибинного розлому. Середня і нижня кора є магнітними під схилами УЩ і ВА та під північно-східною частиною грабену, також тут простежується занурення підосви сейсмічної літосфери (рис. 1.23-1.26).

Встановлено, що поперечні тектонічні сегменти консолідованої земної кори ДДП відрізняються за: 1- товщиною консолідованої кори, 2- рельєфом розділу Мохо, 3–складом і товщинами шарів [54]. При цьому поздовжня асиметрія глибинної будови проявлена від поверхні до підосви літосфери. Підосва літосфери у межах Західної мікроплити здійснюється від Чернігівського до Лохвицького сегменту, утворюючи антиклінорій. В межах Східної мікроплити (Ізюмський сегмент і ЗДГ) її рельєф змінюється від пологого підняття до флексури, що занурюється під кристалічний масив ВА (рис.1.19-1.26).

Вздовж простягання ДДП змінюється структурно-речовинний склад консолідованої кори, що визначається різними співвідношеннями товщин "гранітного", "діоритового" і "базальтового шарів". У грабені "гранітний шар" присутній фрагментарно, повністю зникаючи у Лохвицькому сегменті. "Діоритовий шар" стоншується під осьовою зоною палеорифту з північного заходу на південний схід до повного зникнення. Натомість, у тому ж напрямку товщина "базальтового шару" істотно збільшується за рахунок збільшення товщини шару "коро-мантійної суміші" (рис. 1.24, 1.25).

Рельєф підосви консолідованої кори має асиметричну будову відносно простягання палеорифту, що зумовлено варіаціями товщини кори на його бортах. Товщина консолідованої кори ДДП закономірно зменшується у південно-східному напрямку від сегмента до сегмента приблизно на 10 км із відносним збільшенням товщини на північному борту, у порівнянні з південним. Рельєф підосви літосфери також, як і підосви консолідованої кори, змінюється від сегмента до сегмента у південно-східному напрямку, не маючи прямого співвідношення із рельєфом розділу Мохо (рис. 1.24, 1.25).

Речовинну неоднорідність консолідованої кори характеризують співвідношення товщин складових шарів – "гранітного", "діоритового" і "базальтового", вміщуючого "коро-мантіїну суміш" [54]. На тлі кори діоритового типу, у палеорифті її складають базальтовий і магнезіально-базальтовий типи, причому основність збільшується з північного заходу на південний схід. (рис. 1.25, 1.26). Порівняння неоднорідності підкорової частини літосфери з типами кори ДДП показує, що базальтовий і магнезіально-базальтовий типи кори Ізюмського сегмента і ДСС розвинуті над ділянкою "перешарування" аномалій швидкості підкорової мантії, що є критерієм інтенсивної інверсійної тектонічної переробки кори.

Отже, аналіз сучасних даних з глибинної геологічної будови ДДП дозволяє дійти наступного висновку. Первинна гетерогенність глибинної будови літосфери Сарматської плити визначила загальну спрямованість структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори ДДП на протязі етапів платформної тектонічної активізації у геохронології фанерозоя.

1.3. Історія досліджень геодинамічних механізмів формування Дніпровсько-Донецького палеорифту

Питанням походження, структурної та седиментаційної еволюції ДДП, які протягом багатьох років є дискусійними, присвятили свої роботи відатні та відомі геологи: А. П. Карпінський, А. Д. Архангельський, М. С. Шатський, В. Г. Бондарчук, В. С. Попов, М. Л. Левенштейн, І. І. Чебаненко, Г. Н. Доленко, С. І. Субботін, В. Г. Соллогуб, М. В. Чирвінська, А. В. Чекунов, В. Є. Хаїн, В. К. Гавриш, А. Я. Радзівілл, І. А. Майданович, К. Ф. Тяпкин В. І. Старостенко, О. Є. Лукін, В. А. Корчемагін, О. М. Істомін, та інші.

Дослідниками тектоніки палеорифту для позначення його структурної приналежності використовувалися різні за геологічним вмістом терміни - авлакоген, грабен, западина, прогин, тафро-геосинкліналь, субантиклинорій

тощо. М. С. Шатський першим запропонував термін "Дніпровсько-Донецький авлакоген" [56], вважаючи, що древня рифтова структура закладалася у зв'язку із подією розкриття океану Тетіс, сформувалася на тлі його закриття, але остаточно не сформувалася і відкривалася в океан, який простягався у глибину СЄП. Алакоген генетично пов'язувався з великим прогином, в який він, на завершальних етапах еволюції, трансформується. Геніально передбачено приуроченість структури авлакогену до крупних тектонічно ослаблених зон уздовж планетарної системи тріщинуватості, у яких відбуваються інверсійні тектонічні рухи, що призводять до зміни геодинамічного режиму і складкоутворення в осадових комплексах платформного чохла.

Значна частина дослідників: І. І Чебаненко (1977) [20], Р. І. Гарецький (1991) [57], М. В. Чирвинська (1972) [58], В. Г. Соллогуб (1980) [59], О. Є. Лукін (1977) [60], які є ідейними послідовниками М. С. Шатського, для ДДП використовують терміни авлакоген та палеорифт, натомість В. К. Гавриш (1981) використовує термін "западина" [61], А. В. Чекунов (1991) – "грабен" [62].

Найбільш відомою є класифікація авлакогенів Є. Є. Милановського (1977), у якій виділено два типи за тектонічним механізмом формування: перший – склепінновулканічний, другий – щілинний, або колізійний [63]. Формування першого типу, до якого віднесено ДДП, базується на моделі континентального рифтингу К. Burke (1977). Модель передбачає наявність тривалого дорифтового етапу, на протязі якого на континентальній корі утворюється первинна антиклінальна геоструктура. Мантийним тепловим потоком зумовлюється здійснення покрівлі астеносфери і підшви літосфери зі стоншенням земної кори за рахунок розтягу гранітного і базальтового шарів літосфери, що призводить до формування великих антекліз. Згодом, через інверсію тектонічного режиму, рухи змінюються на низхідні і відбувається просідання склепіння антекліз за системами крайових скидів. Цей тектонічний процес супроводжується лужним або ультралужним

вулканізмом, локалізованим в осьовій частини новоутвореної грабен-рифтової геоструктури [7].

На відміну від Є. Є. Мілановського, М. В. Чирвинська і В. Г. Соллогуб вважали ДДП пізньодевонським внутрішньоплатформним авлакогеном, основним тектонічним елементом якого є Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький грабен. Грабен утворився в осьовій частині лінійного прогину через просідання блоків кристалічного фундаменту під дією вертикальних нисхідних рухів та існував як єдина геоструктура тільки на рифтовому етапі розвитку, у середньому девоні. Згодом, у пізньому девоні він розпався на окремі геоструктури – Прип'ятський прогин, ДДП та ДСС, які відрізняються лише за характером та інтенсивністю дислокацій осадового чохла.

Дослідженням системної організації розломної тектоніки докембрійського фундаменту ДДП присвячено роботи І. І. Чебаненко (1966) [64], С. І. Субботіна та ін. (1968) [65], М. В. Чирвинської (1972), В. Г. Соллогуба та ін. (1980), В. К. Гавриша (1981), А. В. Чекунова (1985), В. І. Старостенко та ін. (2015). У решітках тектонічних порушень кристалічного фундаменту і осадового чохла вони виділяли дві головні системи розломів – північнозахідну, поздовжню відносно до вісі ДДП, і накладену північносхідну, якими обумовлено формування рифту. Головними із них визначено південний та північний регіональні крайові розломи Дніпровського грабену, що характеризуються великою протяжністю і глибиною проникнення, яка сягає поверхні розділу Мохо. Уздовж їх трас сформувалися тектонічні плечі рифту, що контролювали просторове поширення девонських рифтогенних відкладів.

Древні тектонічні шви і шовні зони мантійних розломів дослідниками регіональної тектоніки вважаються структуроутворюючими тектонічними елементами, які приймають участь у формуванні суміжних регіональних геоструктурних елементів Сарматської плити – УЩ, ДДП, ВА, ДСС [66 - 75]. Вертикальні і горизонтальні рухи по субмеридіональних шовних зонах активно проявлялись як на протязі епохи закладання і формування грабен-

рифтової структури, так і на наступних, інверсійних етапах тектонічного розвитку, викликаючи структуро-формування в перекриваючих комплексах осадового чохла. Меридіональні глибинні розломи розглядаються також у якості системних тектонічних елементів, що визначають поперечну тектонічну сегментацію геоструктури палеорифту (рис. 1. 28).

В. Є. Хаїн (1986) [76] вважав ДДП авлакогеном, закладеним за трасою одного із променів потрійного рифтового зчленування над континентальним мантийним плюмом у районі Чернігівсько-Брагинського виступу докембрійського фундаменту. Трьома рифтогенними геоструктурами, що склали первинний єдиний трансрегіональний рифт, вважались ПП, ДДП та Московська синекліза. Проте, ця модель є некоректною через різний геологічний час закладання цих різнорідних за походженням геоструктур.

У більшості моделей ДДП та ДСС розглядаються у складі єдиної регіональної геоструктури. У відповідності до усталених схем «термічного» формування палеорифту, на протязі від пізнього рифею до раннього девону, під впливом астеносферного діапіру відбувалось здійснення континентальної земної кори із утворенням купольного підняття. Варіантом цієї схеми є вторгнення “осьової дайки” за тектонотипом Червономорського рифту (О. І. Петровський, 2007) [68]. Згодом, у палеозої відбувся розмив склепіння цього підняття, а в пізньому девоні через занурення блоків фундаменту за системою субширотних розломів сформувався грабен. Згідно моделі "термічного" рифтингу, еволюція тектонічного режиму і обстановки осадо-накопичення у палеорифті зумовлюються пульсаційним режимом коромантийного діапіру, розміщення якого територіально передбачається в районі м. Полтава. Очевидно, що як і в попередніх моделях, головними елементами моделі формування рифтової геоструктури визначено вулканізм і вертикальні рухи. Отже, визначальними структуроутворюючими факторами

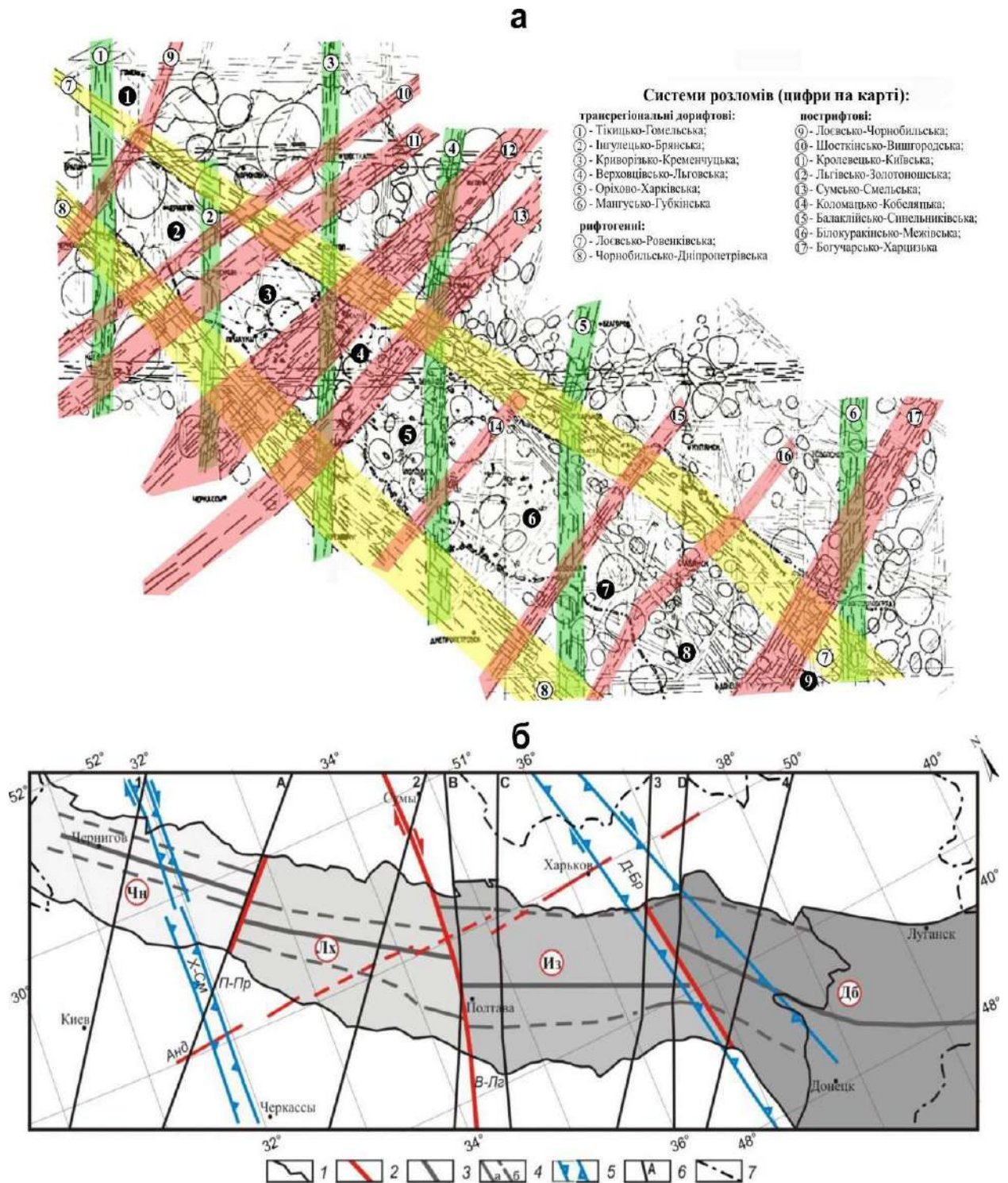


Рис. 1.26 Тектонічна сегментація Дніпровсько-Донецького палеорифту:

а – за І. І. Чебаненком (1991): цифри: ① – ⑰ – системи розломів; ① – ⑨ – сегменти:

① – Брагинський; ② – Чернігівський; ③ – Ніжинський; ④ – Роменський;

⑤ – Полтавський; ⑥ – Красноградський; ⑦ – Барвенківський; ⑧ – Донецький;

⑨ – Рівненський. Б – за В. І. Старостенком та ін. (2015):

1 – межі ДДП; 2 – межі геосегментів; 3 – вісь грабену; 4 – межі грабену; 5 – трансрегіональні тектонічні шви: Х-См – Херсон Смоленськ; Д-Бр – Донецьк – Брянськ; 6 – розрізи літосфери; 7 – держкордон. Букви у колах – сегменти ДДП: Чн – Чернігівський; Лх – Лохвицький; Из – Ізюмський; Дб – ДСС.

у процесі рифтогенезу більшість дослідників вважає виключно вертикальні тектонічні рухи блоків фундаменту, зумовлені магматичною діяльністю.

В основу схеми формування ДДП А. В. Чекунова (1967, 1985) покладено модель R. Freund (1965). Причиною континентального рифтингу вважається проникнення у літосферу одразу декількох мантіїних астенолітів, які відрізнялись за морфологією, масштабом та умовами формування. В першому варіанті схеми геодинаміки декілька астенолітів овальної форми по своїй периферії створюють у земній корі системи рифтових тріщин, що віялоподібно розходяться, за одною із яких закладався рифт. В другому варіанті розглянуто єдиний астеноліт асиметричної форми, під впливом якого на протязі пізньорифейсько-ранньопалеозойської епохи і в пізньодевонсько-ранньовізейську фазу сформувалася геоструктура "грабен у грабені" [77]. Формування грабену супроводжувалося підняттям його тектонічних "плечей" через розушільнення астенолітом континентальної кори. Це зумовило рифтогенез із частковим плавленням земної кори і вторгненням важкого мантіїного матеріалу. На етапі тектонічної інверсії плечі рифту опускаються, що зумовлює стискання накопичених в осадовому басейні відкладів платформного чохла і складкоформування.

Ю. Нагорный, В. Нагорный, Б. Земляной (1972) [78], А. В. Чекунов (1976) [79], К.Ф. Тяпкин (1982) [80] виділяли у ДДП та ДСС рифтогенні системи глибинних розломів. Рифтогенез та інверсійна складчастість розглядались результатом низхідних вертикальних рухів блоків фундаменту за ними. В процесі осадконакопичення у рифтовому басейні поперемінно відбувалось розтягнення шаруватої товщі осадових порід та її стискання зі складкоутворенням. Складчастість в осадових комплексах зумовлювали тангенціальні тектонічні рухи, але горизонтальні рухи вважаються похідними від вертикальних тектонічних рухів.

Узагальнення усталених поглядів на формування ДДП за схемою "термічного" рифтингу зроблено С. Н. Стовбою (2008) [81]. У відповідності до його «басейнової моделі», під час рифтових процесів весь об'єм

кристалічного фундаменту був подрібнений на невеликі тектонічні блоки розмірами від 2 до 5 км. Через вертикальні рухи найбільших блоків формувалися так звані "односторонні грабени", в межах яких накопичувались девонські рифтогенні відклади, товщина яких у центральних частинах грабенів досягала 5 км. Жодного зв'язку між пізньопротерозойськими і палеозойськими рифтовими процесами не вбачалося, тому більш древні за девонські осадові утворення в ДДП і ДСС вважалися відсутніми. Відсутність рифейського грабена обґрунтовується можливим накопиченням аномально-високих товщин нижньовізейських і турнейських відкладів замість відкладення нормальних товщин пізньорифейських. Причиною цього вважається «загальне термічне занурення» земної кори у карбоні, зумовлене охолодженням мантийного астеносферного діяпіру під рифтом. Наразі нових фактичних матеріалів на підтвердження, або заперечення існування рифейського грабена немає. Фази галокінезу в «басейновій моделі» пов'язуються з розтягненням земної кори в карбоні і пермі та наступним стисканням наприкінці мезозою, що не має фактичного підтвердження за даними реконструкції полів тектонічних напруг В. Корчевагіна [82]. Причиною галокінезу традиційно розглядається геостатичне навантаження осадової товщі. Рухи девонської солі вважаються наслідком "геоустинної інверсії" на межі солі із перекриваючими карбонатно-теригенними комплексами, денудацією, "диференціальним навантаженням" і зниженням суцільності перекриваючих порід тектонічними порушеннями.

А. Ф. Грачовим (1987) виконано доволі ґрунтовний критичний аналіз "склепінної" або "купольної" моделі континентального рифтогенезу [83]. На прикладі альпійської структури Байкальського рифту він навів фактичні докази дорифтових проявів магматизму і вулканізму, які випереджають утворення рифтової структури, що дозволило зробити висновок про його атермічну природу та відсутність первинної антеклізи.

У більшості тектонічних моделей структуроформуюча роль тангенціальних напруг практично не розглядається, не зважаючи на те, що

результати польових тектонофізичних досліджень деформацій, проведених у південно-східній частині ДДП і ДСС, свідчать про їх наявність [84]. На підставі фактичних визначень видів і параметрів складчастих деформацій встановлено, що тектонічним порушенням і складкам поперечного вигину, що утворюються при вертикальних рухах по розломах, притаманне збільшення їх амплітуди з глибиною, що не характерно для ДСС. Амплітуда більшості насувів і складок з глибиною тут закономірно зменшується, а складчастість належить до типу деформацій повздовжнього вигину шарів.

В рамках концепції глобальної плейт-тектоніки було запропоновано "атермічний" механізм утворення авлакогенів [9-12]. Він покладений в основу цілого ряду геотектонічних моделей формування рифтової геоструктури ДДП. На противагу "статичним" схемам "термічного" формування палеорифту, великою групою дослідників ДДП запропоновано "динамічні" геотектонічні моделі "атермічного" рифтингу, що враховують визначальну структуроутворюючу роль тангенціальних рухів блоків земної кори, у тому числі із ротаційною компонентою їх переміщень.

А. В. Чекуновим (1976) розроблено модель утворення рифтової структури ДДП за рахунок розсування земної кори внаслідок горизонтального переміщення Приазовського масиву УЩ у північно-західному напрямку із компонентою обертання за годинниковою стрілкою [79]. Згідно його моделі, закладання Дніпровського грабену у цю Сарматської плити відбувалось за серією глибинних розломів північно-західної орієнтації і супроводжувалось інтенсивними магматичними і ультра-метаморфічними процесами та розсувом земної кори через переміщення з компонентою обертаннями геоблоків-мікроплит ВА і УЩ. Крім вертикальних низхідних тектонічних рухів по субширотних системах розломів, скидо-розсувний тип яких є обов'язковим з тектонофізичних позицій, із необхідністю відбувались значні горизонтальні переміщення тектонічних плечей первинного грабен-рифту у протилежних напрямках.

В основу моделі формування ДДП та ДСС Г.Голиздри (1988) покладено схему утворення системи рифтових западин під дією горизонтальних напруг стискання за гіпотетичним механізмом інтенсивного здавлювання поверхні консолідованої земної кори [84]. Вважається, що через здавлювання кори на території Східноєвропейської платформи відбувалися як вертикальні, так і горизонтальні переміщення геоблоків. Починаючи з палеозою, під дією тангенціальних напруг стискання, спрямованих з південь-південь-сходу на північ-північ-захід, утворилась система розривних порушень, за якою формувались асиметричні прогини.

Для обґрунтування такої схеми використано одиничні факти насування пластин докембрійського кристалічного фундаменту з боку Приазовського кристалічного масиву УЩ на осадові товщі палеозою ДДП у зоні зчленування південно-східної частини ДДЗ та західних схилів ДСС, а також більш глибокий рівень ерозійного зрізу та більш високий ступінь метаморфічної переробки кристалічних порід в межах УЩ, у порівнянні з такими на Воронезькій антеклизі (ВА). Під впливом тангенціальних напруг південний борт палеорифту поступово підіймався, натомість північний зазнавав занурення, причому відбувалося зміщення вісі прогину до півночі із поступовим "хвилеподібним перекочуванням" структури осадового чохла. Проте, у цій моделі не визначено просторових параметрів поля тектонічних напруг, якими зумовлено пропонований механізм утворення поздовжньої складчастості при формуванні геоструктури.

Аналіз структурних проявів горизонтально-зсувної тектоніки у межах осьової зони південно-східної частині ДДЗ проведений І. Височанським та ін., (1990) [85]. У розрізі верхньокам'яновугільно-нижньопермських відкладів за даними глибокого буріння тут встановлено повсюдний розвиток підкидів і насувів із значною компонентою горизонтальних переміщень, якими контролюється розміщення локальних солянокупольних і "горст-антиклінальних структур" в межах Північно-Волвенківського і Торсько-Дробишівського структурних валів. Впливом горизонтально-зсувних

деформацій доволі ґрунтовно пояснюється фрагментація соляних валів на окремі структурні зони і кулісне зчленування розірваних ланцюжків «над-підкидових структур» солянокупольної природи в їх межах.

В. Разніцин (1990) розробив геотектонічну модель, у якій ДДП та ДСС розглядається єдиною девонською платформною "резонансно-тектонічною структурою" [86]. Через відсутність доказів наявності рифейської товщі в у підвалинах, утворення рифтової геоструктури та наступне її інверсійне стискання пояснюється шарнірним характером горизонтальних переміщень геоблоків із значною ротаційною складовою тектонічних рухів. Рифтинг, не пов'язаний із попередньою активізацією мантиї, відбувався внаслідок механічних деформацій розриву із ротаційною складовою на окремій ослаблений ділянці континентальної земної кори. Сприятливі умови для рифтингу утворились на тій ділянці, де зовнішній кут Східно-Європейської платформи зазнавав флексуро-подібного вигину, у зв'язку із поступовим зануренням розташованого південніше океанічного басейну Тетіс. У девоні, вздовж первинного трансрегіонального лінеаменту, за рахунок просідання геоблоків фундаменту, формувалася система грабенів, які заповнювались осадовими товщами до початку карбону. Після тектонічної активізації у пізньому девоні, низхідні рухи відновились у кам'яновугільному періоді, відколи формувалася крупний платформний прогин. Ця геотектонічна модель передбачає наявність горизонтальних тектонічних рухів із значною ротаційною компонентою, тому потребує полюса обертання і полярно розташованих сегментів стискання та розтягання. Таким полюсом для динамічно сполучених, полярно розташованих сегментів – геоструктур Прип'ятського прогину та ДДЗ. Звизначено Чернігівсько-Брагинську структурну сідловину на північному заході ДДП.

К. Соборновим та М. Хацкем (1991) [87] було запропоновано модель формування ДСС, в основу якої закладено кінематичний механізм утворення рифтової структури внаслідок горизонтального переміщення крупної корової «пластини» по глибинному лістричному розлому. У відповідності до моделі,

рифт формувався за рахунок горизонтальних переміщень блоків фундаменту у північному напрямку, вздовж пологої площини скидання південного крайового розлому, який вважається лістричним. Проте, ця модель не узгоджується із результатами інтерпретації трансрегіонального сейсмічного профіля DOBRE fraction'99/DOBRE-2 І. Пашкевич, О. Русакової, Р. Кутас та ін. (2018) [88], згідно якої північний крайовий розлом ідентифіковано лістричним скидом, що полого падає від ВА на південь- південний захід, під Приазовський мегаблок УЩ. (рис. 1. 27).

У плейт-тектонічній моделі Н. Tomczyk (1991), формування рифтової геоструктури ДДП пояснювалось горизонтальними тектонічними рухами за трасою трансрегіонального глибинного розлому Тейссейра-Торкнвіста [89]. На ранньогерцинському етапі тектогенезу вздовж його південного відгалуження відбувалось правобічні горизонталь і переміщення північної частини УЩ на південний схід, паралельно до простягання майбутньої рифтової геоструктури. Під дією цих тектонічних рухів, в геодинамічному режимі транстенсії формувалась велика трансрегіональна рифтогенна геоструктура у складі Прип'ятського прогину, ДДЗ, ДСС, яка на південному сході охоплювала Передкавказький та Північнокавказький прогини. В альпійську епоху тектогенезу, при лівобічному переміщенні УЩ у протилежному, північно-західному напрямку, у Прип'ятському прогині та ДСС відбулася інверсійна зміна геодинамічного режиму на загальне тангенціальне стискання. Це обумовило інверсійне складкоутворення в їх межах, яке не охопило територію ДДП.

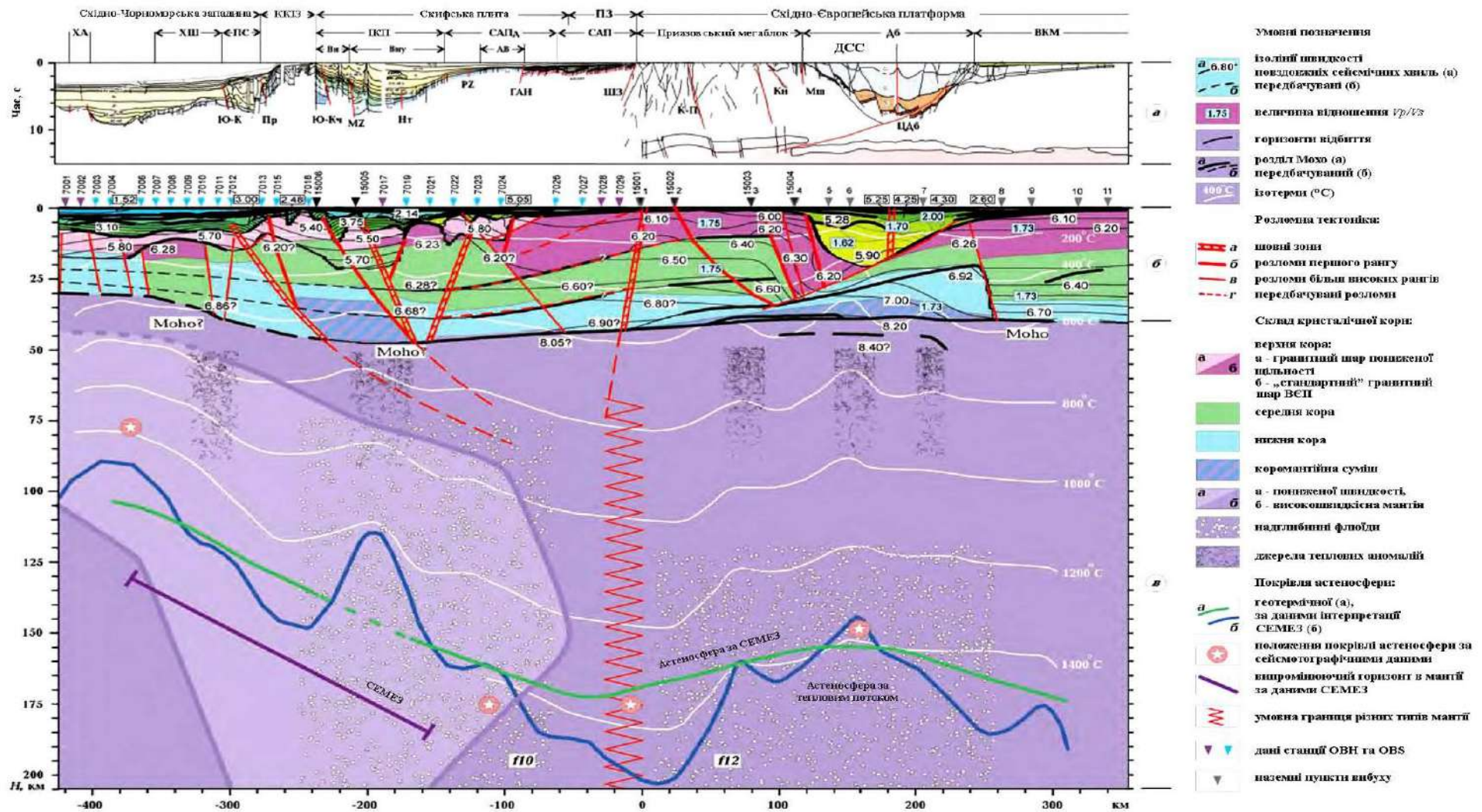


Рис. 1.27 Розрізи літосфери України вздовж профіля DOBRE fraction'99/DOBRE-2, за І. Пашкевич, О. Русаковою, Р. Кутас, (2018): а – осадового чохла, б – консолідованої кори, в – мантії, за G. Sydorenko, R. Stephenson, T. Yegorova et al. (2017).

Моделлю формування ДДП В. В. Лукінова та Л. І. Пимоненко (2008) передбачений кінематичний механізм розсування земної кори у північному напрямку від південного крайового розлому [90]. Визначальним тектонічним фактором розсуву вважається дія "мембранних напруг". Південне крайове порушення вважається планетарним регматичним розломом, древнішим за північний крайовий розлом. Формування рифту із більш пізнім утворенням північного крайового порушення, як його молодшого тектонічного плеча, розглядається результатом горизонтального переміщення Сарматської плити у палеозойську епоху вздовж меридіану на північ. Такий механізм є аналогічним до запропонованого раніше В. К. Гавришем та ін. (1989), Г. Голиздру (1988), К. Соборновим та М. Хацкелем (1991).

Рифтогенез розглядається "результатом спільного впливу геодинамічних процесів і рухів: закладання девонського грабена зумовлено локальним розтягом, утвореним при переміщенні СЄП вздовж меридіана (мембранні напруги); умови осадконакопичення, інверсія геотектонічного режиму, дислокованість, палеотемпературні поля, відсутність гранітного шару та ін. – конвергентними процесами, що відбувались на північній околиці океану Тетіс". Складчастість платформного чохла формувалась на протязі чотирьох періодів, що відрізнялися за режимом деформацій: 1 – розтягу із вигинанням в девоні – нижній пермі; 2 – стискання із вигинанням в заальську фазу герцинського тектогенезу; 3 – стиснення – у пфальську; 4 – горизонтального зсування в австрійську та ларамійську фази.

Недоліком даної геотектонічної моделі є недостатня проробка кінематичної схеми рифтингу, якій бракує горизонтальних зсувів-трансформів, без яких неможливий механізм розсування тектонічних плечей рифту. Північний напрямок горизонтальних переміщень при розсуванні кори також заперечують матеріали інтерпретації трансрегіонального профілю DOBRE fraction'99/DOBRE-2 Sydorenko G., Stephenson R., Yegorova T. at al. (2017) [91].

Геотектонічну модель формування ДДП з позицій глобальної тектоніки літосферних плит запропоновано В. І. Старостенко, І. К. Пашкевич, І. Б. Макаренко та ін. (2017). На підставі виявлених неоднорідностей глибинної будови земної кори у межах ДДП, передбачено, що поміж мегаблоків ВА та мікроплит УЩ на дорифтовій стадії сформувалася первинна рухома шовна зона, вздовж якої закладався рифт. Часом закладання цієї дорифтової глибинної розломної шовної зони визначено пізній архей- ранній протерозой. На ранній рифтовій стадії поле тектонічних напруг неопротерозою характеризувалося тангенціальним стисканням.

Формування рифту здійснювалось у дві стадії: на першій - завдяки механізму "пасивного" атермічного рифтингу, а на другій - під дією механізму «активного», термічного рифтингу. Рифтинг відбувався в умовах гетерогенної структури консолідованої кори по обидва боки від первинної "дорифтової шовної зони", в межах якої відбувались правобічні горизонтальні переміщення геомас. Неоднорідностями кори за простяганням пояснюється утворення сучасної тектонічної сегментації ДДП. Розкриття рифту відбувалося на пасивному етапі вздовж древньої шовної зони – з південного сходу на північний захід за участі право-зсувних і обертальних рухів сегментів літосфери. Обертальні рухи окремих сегментів проти годинникової стрілки зафіксовані в зміні простягання осі рифту від сегмента до сегмента. Неоднорідність кори, правобічне зсування з обертальними рухами вздовж широтних розломів зумовило неоднорідне поле напруг з формуванням міжсегментних розломів, що не узгоджуються за простяганням з древніми субмеридіональними міжмегаблоковими розломами УЩ і ВМ.

Зменшення товщини, або повне зникнення "гранітного" і частково "діоритового" шару, авторами розглядається структурним наслідком "пасивного" етапу рифтогенезу. Головними факторами "активного" етапу вважаються процеси термічної активізації астеносфери з утворенням структурних астеносферних виступів, інтенсивна магматична переробка нижньої частини земної кори, що відображено у швидкісній і щільнісній

неоднорідності літосфери і рельєфі її підосви. За даними Т. Цветкової, І. Бугаєнко, Л. Заєць (2017) [92], у глибинній будові ДДП виділяються два сегменти з реліктовою рифтовою корою – Лохвицький і Ізюмський, яким притаманно ущільнення консолідованої кори прибортових частин і розповсюдження коромантійної суміші на суміжних схилах УЩ і ВА. Недоліком геотектонічної моделі В. І. Старостенко, І. К. Пашкевич, І. Б. Макаренко та ін. (2017) є недостатня проробка кінематичної схеми рифтингу. У схемі не визначено системи зсувів-трансформів, тому вона не підлягає перевірці шляхом кінематичного моделювання, оскільки відсутні чіткі границі блоків, що переміщуються.

Порівняльний аналіз геодинамічних моделей формування ДДП вказує на відсутність спільного погляду на етапність історії тектонічного розвитку палеорифту. Наприклад, у схемі історії формування Дніпровсько-Донецького авлакогену О. Є. Лукіна (1977) [60] налічується три етапи – неопротерозойський, палеозойсько-мезозойсько-палеогеновий та неоген-антропогеновий. Схемою еволюції А. В. Чекунова (1991) [79] передбачено лише два етапи тектонічного розвитку: рифейсько-палеозойський та девонсько-ранньовізейський, протягом яких формувалась "телескопічна" структура подвійного різновікового грабена, яка згодом, починаючи з пізньовізейського періоду, розвивалась як синекліза.

В.І. Старостенко, І. К. Пашкевич, І. Б. Макаренко та ін. (2017) виділяють дві стадії формування рифтогенної структури ДДП – "пасивного" і "активного" рифтоутворення, відповідно, у неоархеї – палеопротерозої та неопротерозої – девоні.

Етапність формування ДДП і ДСС, згідно В. В. Лукінова, Л. І. Пимоненко (2008), співпадає із циклом тектонічної еволюції усіх інших геоструктур південної околиці СЕП, що охоплює три етапи: 1 - накопичення платформних осадків ($D+C+P_1$); 2 - початок підйому структури (C_3+P_1); 3 - складчастість (P_1/P_2).

В. Корчевагин (1987) виділяє в історії розвитку ДСС чотири етапи: неопротерозойський і девонський етапи, які характеризуються рифтовим режимом, герцинський, пара-геосинклінальний етап із завершальною складчастістю та заключний – альпійський етап неотектонічної активізації.

Отже, аналіз наявних геотектонічних моделей формування ДДП дозволяє розділити їх на дві великі групи за механізмом рифтогенезу. До першої групи належать "статичні" геотектонічні моделі (М. В. Чирвинська і В. Г. Сологуб, В. К. Гавриш, С. Н. Стовба та ін.), в яких використовується концепція термічно ініційованого, "активного" рифтингу, згідно R. Freund (1965, 1970), D. E. Karig та ін. (1971). Рифтогенез вважається наслідком вторгнення у земну кору континентального мантийного плюму з утворенням первинної антекклізи, наступним розсуванням кори та формуванням грабен-рифтових структур через інверсійне просідання геоблоків під дією вертикальних низхідних рухів.

Другу групу складають "динамічні" геотектонічні моделі, що використовують комбінований геодинамічний механізм. Він складається з первинного "пасивного" атермічного рифтингу, не пов'язаного із глибинними мантийними джерелами, зумовленого горизонтальними рухами континентальних літосферних плит. Згодом вмикається "активний", термічний рифтинг через вторгнення осередка мантийної речовини у тектонічно ослаблену зону (Г. Голиздра; А. Чекунов; В. Разніцин; К. Соборнов і М. Хацкель; Н. Tomchuk; В. Лукінов і Л. Пимоненко; В. Старостенко та ін.).

У ряді геодинамічних схем використовуються моделі колізійного "атермічного" рифтогенезу К. Burke (1977), А. М. С. Sengor, К. Burke, J. F. Dewey (1978) за природним механізмом пружного розриву із розсуванням "холодної" континентальної літосфери. Ряд дослідників використовують моделі зсувних осадових басейнів типу "Pull-apart basin", сформованих у крупних регіональних зонах горизонтального зсування, що розроблені на підставі теоретичних та експериментальних досліджень D. A. Rodgers (1980),

польових і теоретичних досліджень А. G. Sylvester (1980), А. Audin, А. Nur (1982), J. T. Woodcock (1986). Усі «динамічні» моделі збігаються у визнанні визначальної ролі горизонтальної компоненти тектонічних рухів у формуванні рифтогенної структури ДДП, розходячись лише в оцінці напрямку розсування плечей палеорифту. Характерним для всіх моделей є недооцінка ролі деформаційних процесів структурно-речовинного перетворення континентальної земної кори на етапах платформної тектонічної активізації, що зумовили тектонічну інверсію рифтогенної структури ДДП, які є предметом детальних досліджень у даній роботі.

1.4 Висновки до першого розділу

1. За результатами аналізу морфотектоніки континентальних рифтогенів колізійного та горизонтально-зсувного типу (Байкальського, Мертвоморського, Південнооклахомського, Червономорського) з'ясовано особливості динаміки та кінематики їх формування. Виділено два морфологічних типи ансамблів геоблоків – поздовжніх безперервних та переривчастих ланцюжків тектонічних щаблів. Перший, пов'язаний з крайовими системами тектонічних уступів, утворює ланцюжки нахилених блоків, що занурюються у зонах лістричних скидів. Інший тип складають ешелоновані ряди нахилених блоків, що занурюються за системами субпаралельних лістричних скидів у межах крупних тектонічних щаблів та утворюють смуги шириною у декілька км. Лістричні розломи забезпечують плавне з'єднання приповерхневих систем крутих скидів із глибинними пологими розривами, що призводить до горизонтального розшарування літосфери. Динамічний зв'язок приповерхневих і глибинних систем розломів зумовлює суттєві структурні перетворення фундаменту із набуттям тектонічної рухомості на інверсійних стадіях тектонічної еволюції рифтогенів. Формування систем лістричних скидів є визначальним фактором континентального рифтогенезу, який обумовлює формування проміжних щаблів з розширенням рифтогенної структури.

2. Встановлено дві групи уявлень про формування та структурну еволюцію ДДП. Першу групу складають "статичні" моделі, які використовують схему рифтінгу, термічно ініційованого вторгненням у земну кору мантийного осередка. Утворення первинного купольного підняття, формування грабен-рифтової структури просідання та інверсійна складчастість контролюють вертикальні тектонічні рухи. Друга група охоплює "динамічні" моделі, що використовують схеми атермічного та «пасивного» рифтогенезу на «холодній» континентальній корі за механізмом пружного розриву з розсуванням континентальної кори під впливом тангенціальних напруг стискання/розтягу на кордонах літосферних плит. Відсутність єдиного погляду на походження ДДП значною мірою зумовлена браком фактичних даних з будови ранньорифтової частині розрізу.

3. До недавнього часу ряд «динамічних» моделей задовільно пояснював загальні риси тектонічної еволюції ДДП, механізми структуроформування та закономірності розміщення тектонічних районів та структурних зон. Проте, виявлено невідповідності закладених в їх основу суб'єктивних геодинамічних уявлень загальновизнаним у світі концепціям реїдної тектоніки, тектоніки горизонтально-зсувних та колізійних осадових басейнів. Тому в рамках наявних моделей неможливо достовірно інтерпретувати новітні дані високоточної сейсморозвідки 3Д, яка дозволяє вивчати невідомі раніше деталі та особливості морфології та кінематики розломів і прирозломної складчастості, а також матеріали геологічного картування зони зчленування між ДДЗ та ДСС, якими встановлено виявлено-складчасті деформації рифтогенної структури, через брак відомостей про фактори і процеси тектонічної інверсії, палеогеодинамічні умови, напрямки та кінематику тектонічних рухів, механізми інверсійних деформацій.

Основні положення даного розділу викладені у публікаціях автора:

1. Газоносность и ресурсы метана угольных бассейнов Украины: [монография]: в 3-х тт. УкрНИМИ НАН Украины. – Донецк: изд. Вебер (Донецкое отделение), 2009. – ISBN 978-966-335-304-3. Т. 2.

Углегазовые и газовые месторождения Северо-Восточного Донбасса, ДДВ и Львовского бассейна [А. В. Анциферов и др.] – 478 с. – ISSN 978-966-335-338-8. (*Особистий внесок автора: підрозділ 5.1. «Южная прибортовая зона Днепровско-Донецкой впадины»*).

РОЗДІЛ 2. НАУКОВА МЕТОДОЛОГІЯ РЕКОНСТРУКЦІЇ НАПРУЖЕНО-ДЕФОРМОВАНОГО СТАНУ ЗЕМНОЇ КОРИ

Дослідження напружено-деформованого стану земної кори є необхідними для пізнання геологічної будови і еволюції континентальних рифтогенних геоструктур – трогів, грабенів і рифтів, до яких належить більшість платформних осадових басейнів світу. В основу відомих методів досліджень полів тектонічних напруг і деформацій у земній корі покладено геометричний, генетичний, структурно-кінематичний та інші методи аналізу систем тріщинуватості, розломів і пов'язаних з ними тектонічних елементів та деформаційних зон сколювання різного масштабу, віку, морфології та генезису [19-29, 93]. Серед них головним є геометричний аналіз структурного рисунку розломної решітки. За його допомогою ідентифікуються типи природних деформаційних структур та їх сполучені ансамблі – структурні парагенези, які є генетичними індикаторами розрядки тектонічних напруг шляхом виникнення диз'юнктивних та плікативних деформацій консолидованих гірських порід.

У геологічних умовах закритих потужним осадовим чохлам надр осадових басейнів пряме інструментальне вивчення диз'юнктивних структурних парагенезів зазвичай є неможливим. За таких обставин у практиці геотектонічних досліджень використовуються непрямі методи реконструкції напружено-деформованого стану земної кори. Нижче розглядаються найвідоміші методи вивчення тектонічної тріщинуватості та реконструкції головних параметрів поля напруг і деформацій.

2.1 Сучасні тектонофізичні методи реконструкції поля тектонічних напруг на підставі тектонофізичного аналізу розломних систем та деформацій

Методи реконструкції тектонічних полів напруг земної кори поділяються на дві великі групи, у відповідності до теоретичних концепцій,

що покладені в основу аналізу фактичних даних про розриви і тріщини та параметри поля тектонічних напруг. Перша група охоплює методи структурного аналізу, а друга – дислокаційного аналізу [94].

Методи структурного аналізу ґрунтуються на встановлених закономірностях природного механізму руйнування гірських порід, що викладено у теорії Кулона-Мора щодо максимальних дотичних (тангенціальних) напруг. Другу групу складають методи дислокаційного аналізу, які ґрунтуються на положеннях теорії пластичності (теорія ковзання Батдорфа – Будянського) щодо пластичної течії консолідованих гірських порід, що виникає під дією тектонічних деформацій [19-29]. Структурні методи застосовують дані про просторовий розподіл площин залягання тріщин, дислокаційні методи додатково до нього аналізують напрямки і кінематику відносного переміщення крил тектонічних розривів. Методи структурного аналізу дозволяють отримувати дані про орієнтацію трьох головних взаємно-ортогональних осей тензора тектонічних напруг. Методами дислокаційного аналізу можна визначати, крім параметрів поля напруг, значення коефіцієнта Лоде – Надаї, який характеризує тип тензора напружень. Обидві групи методів дозволяють розраховувати чотири компоненти тензора напруг – азимутальну орієнтацію трьох головних геодинамічних осей і коефіцієнт типу тензора напруг. Проте, величини тектонічних напруг, а також максимальні дотичні (тангенціальні) напруги і середня (проміжна) нормальна напруга стискання не визначаються.

Наразі найбільш поширеними є методи реконструкції параметрів поля тектонічних напруг на підставі тектонофізичного аналізу розломних систем. Вихідні аналітичні дані до нього отримують за застосування сейсмологічних, геологічних та дистанційних методів досліджень. Методи розрахунку залишкових деформацій гірських порід, що утворюються внаслідок тектонічних переміщень по системах тріщин сколювання, є набагато складнішими і використовуються значно рідше.

2.1.1. Структурний аналіз

У методах структурного аналізу систем розривних порушень використовуються теоретичні положення гірської механіки, що базуються на закономірностях механізму квазіоднорідного деформування консолидованих порід на стадії руйнування, отриманих за даними лабораторного вивчення як у зразках гірських порід, так і у природних масивах. Поле тектонічних напруг під час формування тріщин сколювання вважається близьким до однорідного і постійного. Приймається також, що параметри три-осьового тензора тектонічних напруг змінюються пропорційно до змін одного з параметрів, тобто за умов простого навантаження.

Метод аналізу сполучених пар розривів сколювання. Теоретичними засадами даного методу є фундаментальні положення гірничої механіки, а також дані Е. М. Anderson (1951), який на основі експериментальних досліджень деформування лабораторних взірців гірських порід встановив зв'язок просторової орієнтації розриву сколювання з природною орієнтацією головних осей триосьового тензора тектонічних напруг [93].

М. В. Гзовський (1975), при розробці методу сполучених пар розривів сколювання, використав дані про утворення розривів сколювання під кутами, близькими до природного кута сколювання гірських порід [19]. Згідно із методикою, при відновленні орієнтації головних осей тензора напруг виділяються сполучені пари одновікових тріщин сколювання, які сформувалися в умовах однорідного поля тектонічних напруг. Лінія перетину цих розривів сколювання збігається з віссю середніх (проміжних) нормальних напруг стискання, а бісектриси суміжних кутів – з напрямками осей головних нормальних напруг стискання та розтягання. Ідентифікація головних осей напруг здійснюється на підставі даних про напрямки відносного зміщення крил сполучених пар тріщин сколювання, при цьому площа розриву приймається за площадку дії максимальної дотичної напруги.

Метод аналізу поясів тріщинуватості. Метод реконструкції полів тектонічних напруг В. Даниловича (1961) [95]. ґрунтується на природній закономірності, яка полягає у тому, що дрібні тріщини сколювання утворюють пояс концентрації тектонічної тріщинуватості навколо деформаційної зони сколювання. При цьому, вісь цього поясу орієнтована у напрямку, ортогональному до напрямку відносних переміщень крил розриву, а максимальна щільність тріщинуватості розміщується в осевій зоні поясу тріщинуватості. У методі аналізу поясів тріщинуватості вивчається статистичний розподіл тріщинуватості у зонах динамічного впливу розривів. Він застосовується для визначення напрямку переміщень уздовж диз'юнктивів за встановленого залягання площини порушення.

С. Шерманом, К. Семинським, С. Борняковим та ін. (1991) [96] було удосконалено цей метод для реконструкції головних осей тензора напруг. Вони встановили, що вісь поясу тріщинуватості збігається з віссю середньої (проміжної) нормальної напруги стискання. Таким чином, на підставі аналізу орієнтації тріщин відриву і сколювання можна визначати орієнтацію решти двох головних осей тектонічних напруг.

Метод тектоно-динамічного аналізу. Подальший розвиток методу аналізу поясів тріщинуватості було зроблено П. Ніколаєвим. [22].

Розроблений ним метод тектоно-динамічного аналізу розривів і тріщин сколювання ґрунтується на статистичному аналізі напрямків просторової орієнтації однорангової сукупності тріщин в однорідному за характером деформування об'ємі гірських порід. Згідно методики, будується прямокутна діаграма, за осями якої відкладають азимути і кути вектору падіння площин тріщин. Із сукупності тріщин, що вивчається, визначаються взаємопов'язані системи тріщинуватості. Визначення таких динамічно сполучених систем тріщин проводиться шляхом виділення локальних азимутальних максимумів щільності тріщинуватості. Ці максимуми зазвичай мають асиметричний характер, причому спостерігається зміщення локальних максимумів у бік головної осі напруг стискання, а зменшення градієнта тріщинуватості

відбувається у напрямку головної осі напруг розтягання. Спостережена асиметрія максимумів тріщинуватості дозволяє коректно ідентифікувати осі головних напруг лише для заключних стадій деформаційного процесу, коли в ході подальшої тектонічної течії кут між сполученими системами тріщин сколювання може перевищувати 90° .

Структурно-геоморфологічний метод аналізу вторинних розривів, що оперяють магістральні розломи. Метод був розроблений Л. Сим, (1987) [97]. Як і попередній, цей метод базується на аналізі природних кінематичних механізмів формування деформаційних зон сколювання крупних магістральних розломів.

Метод дозволяє реконструювати параметри поля напруг на підставі вивчення вторинної тріщинуватості оперення у зонах динамічного впливу магістральних розломів. Це є можливим за припущення про вертикальне орієнтування осі середньої нормальної напруги стискання. Це дозволяє використовувати тектонофізичні дані про залягання дрібної тріщинуватості оперення для визначення напрямку переміщень вздовж магістрального розлому. Методичний підхід передбачає вивчення закономірностей змін простягання тріщин оперення крупних розломів із використанням топографічних карт та матеріалів аерокосмозйомки більш крупного масштабу за масштаб картування систем розломів, що вивчаються.

Морфолого-кінематичний метод реконструкції параметрів поля напруг і деформацій з використанням даних інтерпретації сейсморозвідки. Цей метод є подальшим удосконаленням методу аналізу сполучених пар розривів сколювання М. В. Гзовського (1975) та структурно-геоморфологічного методу аналізу розривів, що оперяють магістральні розломи Л. Сим (1987). Морфолого-кінематичний метод реконструкції полів напруг був розроблений О. Тимурзієвим (1989, 2009). Він полягає у детальному аналізі тектонічних елементів, що складають внутрішню структуру деформаційної зони сколювання [24, 98].

У морфолого-кінематичному методі аналізуються дані тривимірної деталізаційної сейсморозвідки про орієнтацію тріщин і розривів сколювання та відриву, а також решти вторинних деформаційних структур і складчастості, що утворюються у внутрішній зоні сколювання магістрального розлому. Структурно-кінематичні характеристики магістральних розломів і параметри тензора напруг визначаються за даними аналізу сукупності диз'юнктивних структур дрібнішого масштабу, що складають зони їх динамічного впливу. Просторова орієнтація головних осей тензора напруг у внутрішній зоні сколювання визначається за даними про азимутальну орієнтацію спряжених деформаційних структур. Динамічна спряженість розривів сколювання різних напрямків визначається по їх злиттю, взаємному перетину та протилежності напрямків горизонтальних переміщень крил.

Методика досліджень полягає у статистичному аналізі азимутального розташування сукупності розривів одного масштабу. За даними площової і об'ємної сейсморозвідки із сукупності розломів виділяються просторово та динамічно спряжені системи. Вони вивчаються шляхом статистичного аналізу на побудованих для проведення гістограмах і кругових роза-діаграмах. Аналізують просторовий розподіл локальних азимутальних максимумів, які виділяються для наступного генетичного і структурно-кінематичного аналізу. Метод дозволяє проводити достатньо коректну, неінструментальну діагностику генетичних типів тріщинуватості та визначати азимутальну орієнтацію головних осей тектонічних напруг.

За допомогою даного методу, у системах розломів осадового чохла можна ідентифікувати одну систему тріщин відриву, що розташована в азимутальному максимумі діаграми. У той же час, у зонах сколювання фундаменту, із використанням даних деталізаційної тривимірної сейсморозвідки, є можливість вивчати усі генетичні типи вторинних деформаційних структур. За даними високоточної об'ємної сейсморозвідки визначаються дві пари розривів сколювання діагональної системи

тріщинуватості та вісь максимального відриву на бісектрисі гострого кута, що утворюється динамо-парою сколів. При цьому, статистичний максимум на кругових розах-діаграмах, який відповідає розривам відриву, збігається з віссю σ_1 головних нормальних напруг стискання. Ортогонально до неї орієнтується вісь σ_3 мінімальних стискаючих, тобто головних нормальних напруг розтягання [24].

Технологія реконструкції осей тектонічних напруг і трасування площини зсуву по фундаменту є доволі зручною у використанні на практиці. На підставі встановленої за даними об'ємної сейсмозвідки морфології вторинних структурних парагенезів зон сколювання визначається площина, що розділяє тектонічні блоки із зустрічним падінням кулісних розломів оперення- тобто блоки із кінематикою горизонтальних переміщень різних знаків. Шукана площина є проекцією осі магістрального зсуву фундаменту у розріз осадового чохла (рис. 2.1). Кут між площиною магістрального зсуву і кулісами, що його оперяють, дорівнює куту сколювання. Ця площина у структурному плані осадового чохла співпадає з трасою магістрального зсуву по фундаменту. Її простягання відповідає вісь τ максимальних дотичних (тангенціальних) напруг. Парні осі $\tau_{1,2}$ максимальних тангенціальних напруг, визначають кінематику переміщень крил розривів у горизонтальній площині. Вектор однієї із цих парних осей встановлюється за напрямком горизонтальних переміщень у плані тектонічних елементів і кутом сходження кулісних систем оперення осадового чохла до площини магістрального зсуву по фундаменту [19] (рис. 2.1).

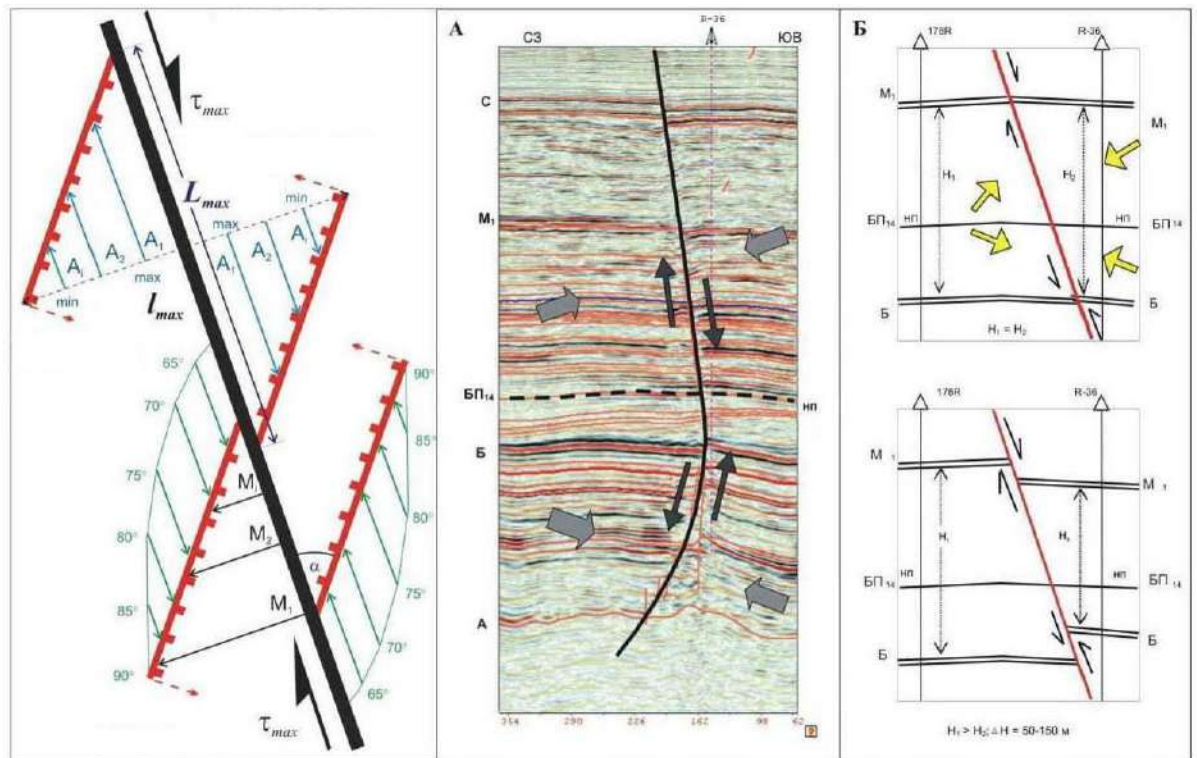


Рис. 2.1 Визначення кінематичних характеристик реверсного типу розриву на моделі горизонтального зсуву правої кінематики, згідно (за О. Тимурзієвим, 2009): у плані і розрізі: А – інтерпретація сейсмічного хвильового поля; Б – принципова модель формування та кінематики інверсійного "реверсного" типу розлому

При наявності прямих індикаторів генетичних типів систем тріщин відриву і сколювання, визначаються вісь σ_1 головних нормальних напруг стискання як вісь дії максимальної напруги стискання і площину дії парних осей τ_1 , τ_2 максимальних тангенціальних (дотичних) напруг. При відсутності додаткових структурних індикаторів, геодинамічні типи осей напруг визначаються за "правилом гострого кута", згідно методу сполучених пар розривів сколювання [19].

Морфолого-кінематичний аналіз розломних систем дозволяє доволі коректно визначати генетичну природу і кінематичні типи магістральних горизонтальних зсувів у фундаменті. За цими даними вивчають кінематичні механізми формування над ними кулісних систем розломів оперення і вторинних деформаційних структур у платформному осадовому чохлах. Даний метод використовується у комплексі тектонофізичних методів при оригінальних дослідженнях регіональної тектоніки ДДП.

2.1.2 Дислокаційний аналіз

Методи дислокаційного аналізу ґрунтуються на кінематичному принципі деформації квазіоднорідного об'єму гірських порід, які сформульовано О. Гущенко у 1975 р. Згідно нього приймається, що перетворення частки зворотних або пружних деформацій у незворотні або залишкові може здійснюватися як за рахунок зміщення уздовж поверхонь новоутворених тріщин, так і за рахунок переміщень крил розривів уздовж раніше сформованих розривів. При цьому, окреме елементарне зміщення вздовж поверхні тріщини активізує поле напруг на рівні дрібніших розривів і не впливатиме на кінематику тріщин цього ж масштабу. Напрямок середнього за абсолютним значенням зміщення збігається з напрямком дії середньої дотичної напруги на поверхні відколу, що відповідає шуканому для квазі-однорідного об'єму тензору напруг [99].

Із використанням наведених кінематичних постулатів, на підставі експериментально встановлених закономірностей тріщиноутворення в гірських породах, було розроблено тектонофізичні методи реконструкції полів напруг і деформацій. В усіх методах застосовуються графічні побудови векторів тектонічних напруг у сферичній системі координат.

Метод локалізації деформування. Даний метод запропонований J. Angelier (1990). Він полягає у нанесенні на палетку Вульфа азимутальної орієнтації простягання розривів і напрямків горизонтальних переміщень вздовж них. За даними аналізу структурно-кінематичних характеристик розривів, на палетці виділяють окремі сукупності тріщин і розривів, близьких за орієнтацією площин і напрямків переміщення крил розривів. Динамічно сполучені ансамблі розривів сколювання виділяються з урахуванням чинного типу тектонічного режиму. Визначення параметрів тензора напруг проводиться на підставі емпірично обраної "функції однорідності", що відповідає конкретному геодинамічному типу поля тектонічних напруг [100].

Метод палеогеомеханічного (парагенетичного) аналізу полів напруг і деформацій. До методів реконструкції параметрів тензора квазіпластичних деформацій належить один із найбільш використовуваних на практиці – метод парагенетичного аналізу тектонічних диз'юнктивних структур Л. Расцветаєва (1987). В його основу покладено природну залежність морфолого-генетичного типу деформаційних структур, утворених у спільних тектонічних умовах формування, від чинного геодинамічного режиму, яким зумовлено відповідні параметри тензора тектонічних напруг [101].

Найбільш інформативним у палеогеомеханічному відношенні є вивчення не окремих диз'юнктивних структур, а їх динамічно сполучених ансамблів – деформаційних структурних парагенезів. Аналізуються генетично однорідні структурні «популяції» диз'юнктивів, що за сукупності властивостей складають спільну структуру руйнування у досліджуваному об'ємі гірських порід. Такий методичний підхід дозволяє використовувати для вивчення диз'юнктивів парагенетичний метод структурного аналізу. Він полягає у виділенні закономірних і стійких, тобто неоднократно повторюваних поєднань тектонічних порушень різної морфології та просторової орієнтації, але близьких за місцеположенням, віком та походженням. Ці парагенетично пов'язані диз'юнктиви утворюють певні структурні рисунки, діагностика яких дозволяє виявляти "кінематичні, тектоно-динамічні і палеореологічні особливості диз'юнктивної деформації даного масштабу".

За характером вихідних аналітичних даних і отриманих результатів цей метод спрямований на реконструкцію параметрів тензора деформацій, обумовлених переважно диз'юнктивною тектонікою. Ідентифікація природних структурних рисунків розломних систем виконується на підставі використання набору типових геомеханічних моделей диз'юнктивних деформацій. Кожна з таких еталонних моделей характеризується специфічним структурним рисунком, пов'язаним із формуванням різних типів вторинних деформаційних структур, таких як тріщини відриву та

сколювання, «піраміди» і «конуси» стиснення і розтягнення, "пояси" обертання і тектонічної течії, системи зсування, насування і розсування. За допомогою цього методу визначається азимутальна орієнтація головних осей тензора розривних деформацій [101].

Даний метод використано у цій роботі у комплексі основних тектонофізичних методів при дослідженнях регіональної геотектоніки ДДП.

2.2 Діагностичні індикатори реконструкції головних параметрів поля тектонічних напруг та кінематичного механізму деформацій

При дислокаційних процесах, що викликаються тектонічними факторами на етапах платформного тектогенезу, провідну роль відіграють горизонтально-зсувні деформації, які забезпечують об'ємну тектонічну течію гірських порід. Вона здійснюється за рахунок перекристалізації та структурно-речовинних перетворень геологічного середовища на мікрорівні та через розлінзування, будинаж, деформаційну складчастість. Механізм тектонічної течії залежить від реології середовища та визначається законами гірничої механіки. Реологічні властивості середовища залежать від термобаричних умов, інтенсивності і тривалості деформацій. Трансформація геологічного середовища на всіх ієрархічних рівнях спрямована на створення певної структурної організації, яка спроможна знизити рівень горизонтально-зсувної деформації і забезпечити пересування геомас гірських порід з мінімальними енергетичними витратами, або фізичною і структурною анізотропією. Структурна анізотропія на рівні локальних об'єктів проявляється в остаточних деформаціях - структурних парагенезах. Лінійні ділянки концентрації реїдної деформації є деформаційними зонами сколювання, або розломами. Зони розломів та складові структурні форми, пов'язані елементами симетрії, азимутальною орієнтацією відносно головних осей тектонічних напруг і пов'язані між собою генетично, тому дислокаційні перетворення на макрорівні відображується на мікрорівні та навпаки.

Характеризуючи діагностичні індикатори реконструкції головних параметрів поля тектонічних напруг і деформацій, слід навести загально відомі положення геомеханіки, що впливають із теорії руйнування Кулона-Мора і дозволяють вивчати на практиці природні механізми формування тектонічних тріщин, розривів і вторинних деформаційних структур.

1. При об'ємному стисканні, в умовах $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, у ізотропному середовищі гірського масиву утворюються дві системи сполучених тріщин сколювання. Вони перетинаються за напрямками, паралельними осі σ_2 проміжних (середніх) нормальних напруг стискання. Причому осі головних нормальних напруг σ_1 і σ_3 розташовуються за бісектрисами кутів, утворених цими ж площинами. Звідси випливає, що кількість систем тріщин сколювання при певному орієнтуванні осей тектонічних напруг не може перевищувати двох. І навпаки, виділення двох систем сполучених тріщин сколювання дозволяє визначити просторову орієнтацію осі σ_2 середніх нормальних напруг.

2. Вісь σ_1 головних нормальних напруг стискання визначається як бісектриса меншого з двох кутів між двома сполученими поверхнями руйнування. Кут між площиною сколювання і віссю σ_1 утворює кут сколювання, величина якого не перевищує 90° .

3. Деформація гірських порід шляхом відриву здійснюється за системою тріщин, нормальних до осі σ_3 максимальних напруг розтягання. За відсутності у земній корі трьохосьового розтягання відрив здійснюється лише за одночасної дії напруг стискання-розтягання у напрямку найменших значень напруг стискання. Деформація розтягу з утворенням тріщин відриву уздовж осі максимальної напруги може відбуватись також за умов нерівномірного трьохосьового стискання [19, 20].

4. Концепція зсувної тектоніки (strike-slip tectonics) щодо локальних деформаційних структур, які утворюються за механізмом горизонтального зсування [21-29], базується на моделі простого зсуву Риделя [102]. Згідно риделівської моделі, у деформаційних зонах зсування (сколювання)

формуються кулісно розташовані синтетичні R-сколи та антитетичні R'-сколи, які складають, відповідно, гострий ($\sim 20^\circ$) і близький до прямого кути до магістральної осі зсування. У зонах сколювання зазвичай також утворюються тріщини відриву (T), P, L-сколи і кулісні ряди прирозломних складок (F) з орієнтацією шарнірів паралельною до осі σ_1 головних нормальних напруг стискання (рис. 2.2.Б).

5. Застосування моделі простого зсуву в практиці тектонофізичних досліджень дозволяє вивчати природні сполучення геодинамічних режимів і зумовлені ними деформаційні структурні парагенези як "сукупність" структурних форм, що сформувались в певній геодинамічній обстановці" [103]. Усього відомо п'ять елементарних геодинамічних обстановок (рис. 2.2.А): 1- горизонтальне стискання; 2- горизонтальне розтягання; 3- горизонтальне зсування уздовж горизонтальної площини; 4 – горизонтальне зсування уздовж вертикальної площини; 5 – вертикальне зсування вздовж вертикальної площини. Усі елементарні геодинамічні обстановки характеризуються розташуванням обох головних і проміжної осей нормальних напруг та парних осей максимальних дотичних напруг завжди взаємно ортогонально у горизонтальній і вертикальній площинах [19, 22].

6. У геологічних умовах осадових басейнів спостерігаються певні сполучення елементарних геодинамічних обстановок, тому структурні парагенези завжди формуються не в елементарній геодинамічній обстановці, натомість при їх інтерференції, зазвичай у комбінації двох обстановок. По-перше, це обстановка транстенсії, яка утворюється при горизонтальному зсуванні вздовж вертикальної площини в умовах горизонтального розтягу. По-друге, це режим транспресії, що є результатом інтерференції горизонтального зсування вздовж вертикальної площини при горизонтальному стисканні по нормалі до цієї площини [104]. Кулісні ряди структур (F) і тріщин відриву (T) утворюються під спільним впливом режимів горизонтального стискання та горизонтального зсування вздовж вертикальної площини магістрального зсуву [105] (рис. 2.2.Б).

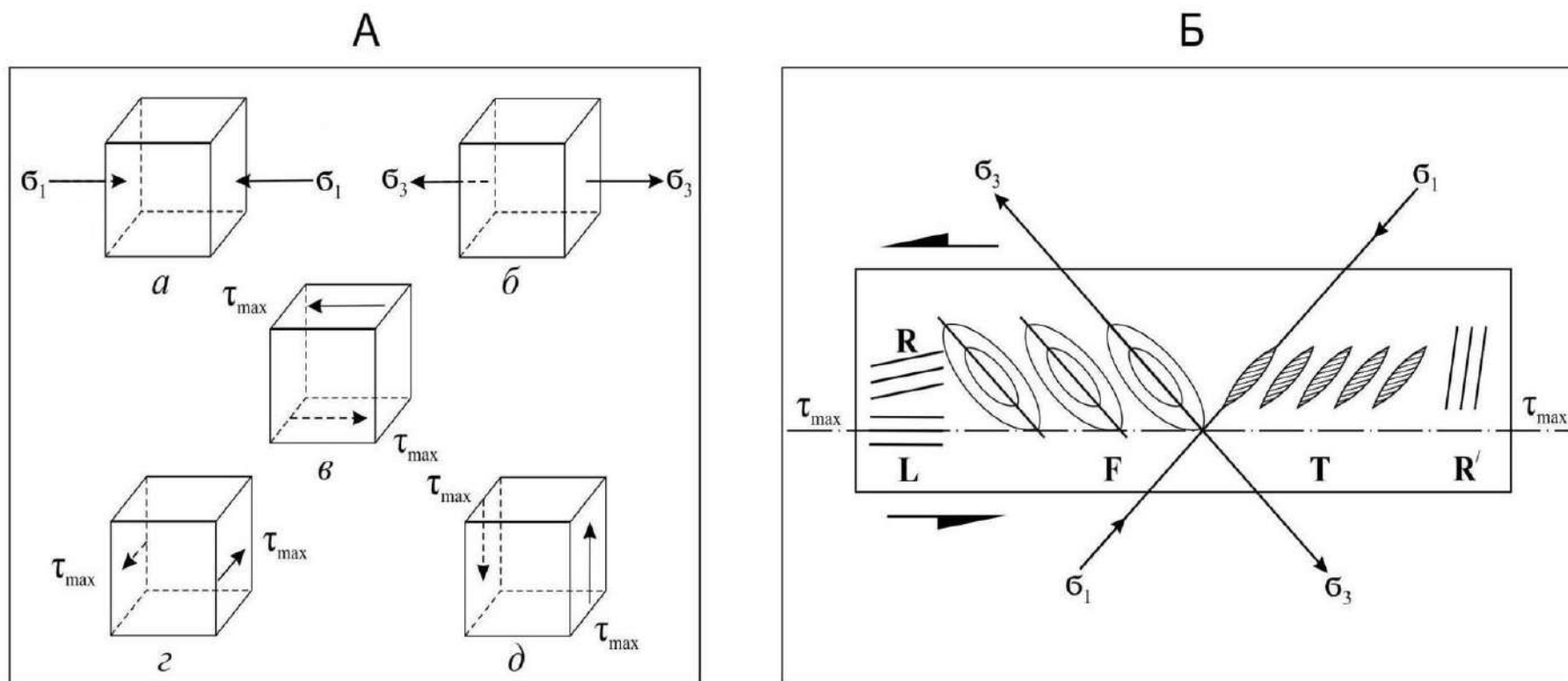


Рис. 2.2 А. Елементарні геодинамічні обстановки: а – горизонтальне стискання, б – горизонтальне розтягання, в – горизонтальний зсув у горизонтальній площині (насув), г – горизонтальний зсув у вертикальній площині (зсув), д – вертикальний зсув у вертикальній площині (скид, підкид), за О. Короновським (2009).

Б. Вторинні деформаційні диз'юнктивні та плікативні структури, які формуються у зонах сколювання у комбінованих обстановках горизонтального зсуву вздовж вертикальної площини при стисканні (транстенсія), за М. Гончаровим та ін. (2005).

Виходячи із цих теоретичних положень, для реконструкцій головних осей тектонічного поля напруг і визначення природного кінематичного механізму деформацій використовуються структурні індикатори, що виникають внаслідок деформацій геомас гірських порід, а саме - системи тектонічної тріщинуватості і розриви зі зміщенням. Аналізовані вище методи вивчення тектонічних рухів та деформацій і реконструкції головних осей поля напруг дозволяють проводити однозначну діагностику сполучених систем розломів лише за умови попереднього визначення генезису тектонічних тріщин і розривів на підставі вивчення їхньої морфології, параметрів просторової орієнтації і кінематики. Структурними індикаторами, використаними для діагностики кінематичних механізмів формування прирозломних деформацій для різних генетичних типів тектонічних розривів (рис. 2.3) є наступні [24, 27, 101- 106].

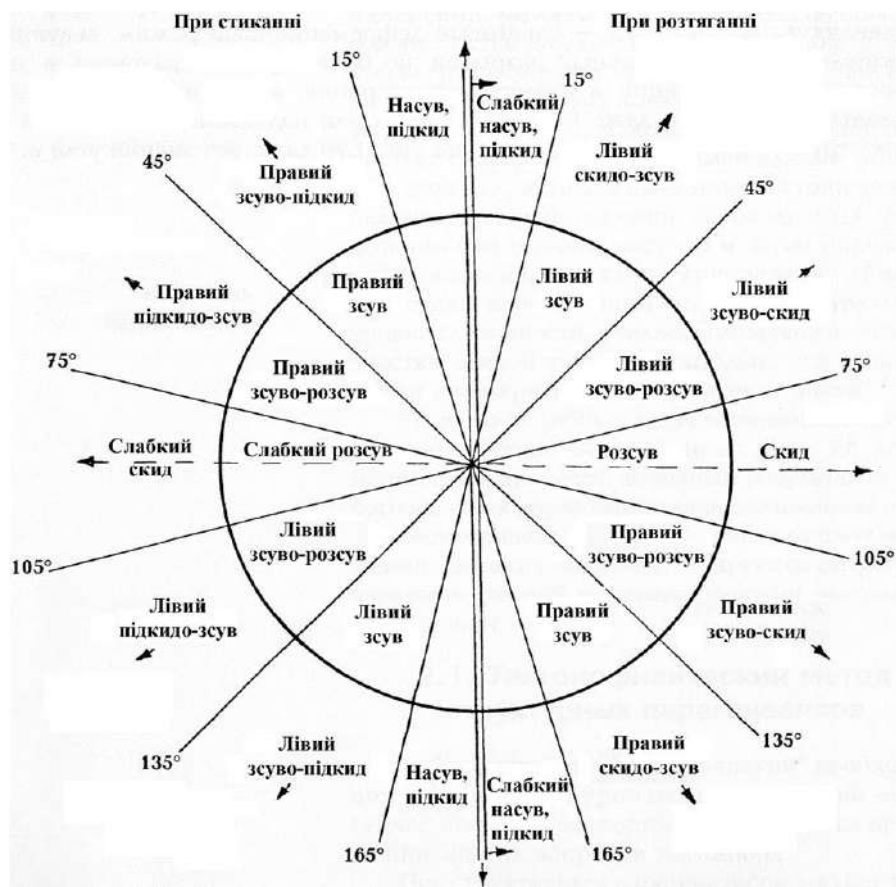


Рис. 2.3 Схема кінематичних типів розривів у залежності від елементів залягання та орієнтації головних осей σ_1 , σ_3 на горизонтальному майданчику триосьового тензору напруг, за О. Тимурзієвим (2005). У середині кола – типи вертикальних розривів, зовні – нахилених; стрілки – напрямки рухів крил.

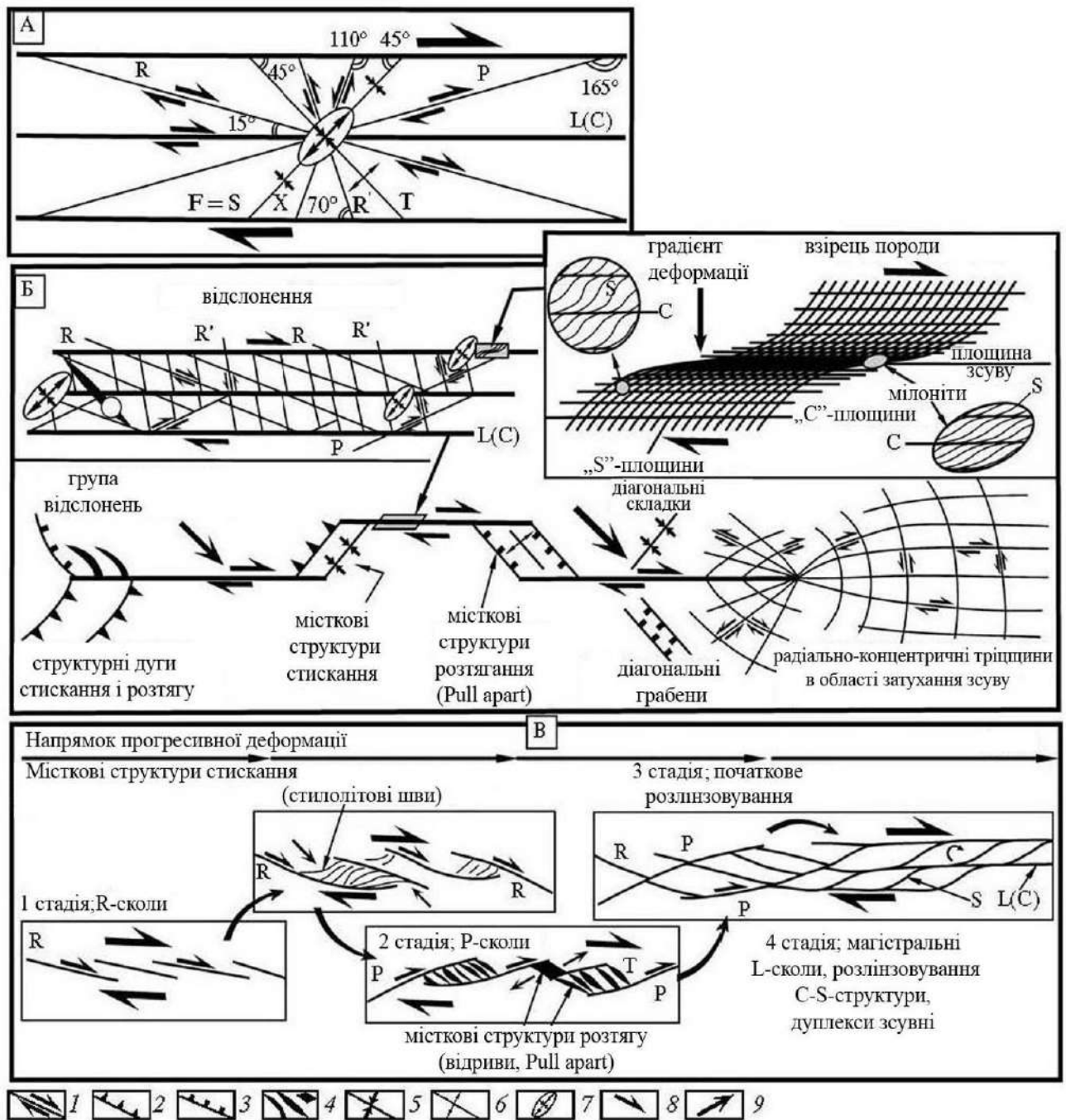


Рис. 2.4 Схема кінематичної діагностики структурних парагенезів зон сколювання за С. Колодяжним (2010). А – схема сколів Риделя; Б – просторові сполучення динамічно спряжених деформаційних структур зон зсуву; В – етапність формування зсувних деформаційних структур в умовах прогресивної деформації. 1 – зсуви; 2 – підкиди та насуви; 3 – скиди; 4 – відриви; 5, 6 – структури стиснення (5) і розтягу (6); 7 – орієнтування головних осей еліпсоїдів деформації; 8, 9 – напрямки зсувних (8) і тангенціальних переміщень (9). Букви на схемі: L, C – осі магістральних зсувів; R, P – синтетичні зсуви і сколи оперення; R' – антитетичні зсуви; T – відриви; F, S – структури стиснення: складки (F), сланцюватість (S).

1. Скиди і сформовані за їх участю від'ємні геоструктури (троги, грабени рифти і синеклізи) є прямими індикаторами напруг і деформацій розтягання в ортогональній до їх осі площини.

2. Підкиди, насуви і сформовані за їх участі позитивні геоструктури (антеклізи і горстові підняття) є прямими індикаторами напруг і деформацій стискання в ортогональній до їх осі площині.

3. Горизонтально-зсувні деформації є індикаторами прояву дотичних напруг уздовж площини горизонтального зсуву, яка є паралельною до осі $\tau_{\max}$ максимальних тангенціальних напруг.

4. Площина розриву зі скидовою компонентою перпендикулярна до осі σ_3 максимальних горизонтальних напруг розтягу і паралельна до осі σ_1 максимальних горизонтальних напруг стискання.

5. Тріщини тектонічного відриву завжди утворюються у площині $\sigma_1\sigma_2$, а їхня вісь збігається з віссю σ_1 головних нормальних напруг стискання, при цьому вісь σ_3 напруг розтягу ортогональна до площини утворення тріщин відриву.

6. Вісь σ_2 середніх нормальних напруг стискання утворює з площиною горизонтального зсуву, що розташована уздовж напрямку дії вектору максимальних тангенціальних напруг, гострий кут, що дорівнює середньому куту сколювання ($\alpha < 45^\circ$).

7. Формування прирозломних складок є індикатором прояву максимальних тангенціальних напруг, діючих уздовж парних осей $\tau_{\max}$. Осі складок за даними за даними сейсморозвідки 2Д осі складок збігаються з віссю $\tau_{\max}$, натомість за даними тривимірної сейсморозвідки 3Д вони розташовуються під косим кутом до вісі $\tau_{\max}$, що саме і спостерігається за геологічними даними.

8. Вісь $\tau_{\max}$ і площина горизонтального зсуву утворюють з віссю σ_1 головних напруг стискання гострий кут, що дорівнює куту сколювання $\alpha < 45^\circ$.

9. Простягання кулісного оперення горизонтального зсуву фундаменту у осадовому чохлі збігається з віссю σ_1 головних нормальних напруг стискання.

10. Площинам горизонтальних зсувів за даними сейсморозвідки 2 Д, відповідають парні вісі максимальних дотичних напруг, які виділяються за азимутальними максимумами динамічно сполучених пар розломів.

11. Кількість одновікових динамічно сполучених систем тріщин сколювання при певному сталому розташуванні осей тектонічних напруг не може перевищувати двох. Наявність більше двох регіональних систем тріщин сколювання зумовлюється зміною просторового розподілу осей напруг в процесі інверсії тектонічного режиму. Це призводить до формування декількох різновікових зон сколювання різної азимутальної орієнтації.

12. Виходячи з попереднього пункту, при геотектонічних дослідженнях древніх геоструктур необхідно враховувати фактичну незгідність азимутального орієнтування осей деформаційних структур щодо розташування головних осей поля напруг сучасного етапу тектогенезу. Вона обумовлюється просторовим перерозподілом геодинамічних осей на протязі структурно-кінематичної еволюції земної кори через природне явище *просторово-часової інверсії векторів дії тектонічних напруг і деформацій*.

Природний механізм геодинамічної інверсії головних параметрів регіонального поля тектонічних напруг вперше встановлено і досліджено автором у процесі реконструкції напружено-деформованого стану земної кори ДДП. Для цього, з використанням наведених вище діагностичних індикаторів реконструкції головних параметрів поля тектонічних напруг і деформацій було розроблено *оригінальну методику реконструкції напружено-деформованого стану земної кори та геодинамічного аналізу деформаційних структур на підставі комплексного тектонофізичного аналізу систем розривів*, яку розглянуто нижче.

2.3 Оригінальна методика реконструкції напружено-деформованого стану земної кори та геодинамічного аналізу деформаційних структур

У дисертаційній роботі обґрунтовано новий раціональний та ефективний комплекс методичних засобів тектонофізичного аналізу розломних систем і деформаційних структур, який спрямовано на реконструкцію полів напруг та деформацій земної кори і геодинамічний аналіз диз'юнктивних та плікативних структур. *Оригінальну методику реконструкції поля тектонічних напруг і деформацій земної кори та геодинамічного аналізу деформаційних структур на підставі вивчення природних систем тектонічної тріщинуватості* розроблено для досліджень структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори, геотектоніки та геодинаміки рифтогенних геоструктур. Вона дозволяє проводити коректні геотектонічні дослідження геологічно закритих для інструментального вивчення глибоких надр осадових нафтогазоносних басейнів.

Методика ґрунтована на найбільш коректних та зручних у використанні методах реконструкцій параметрів поля тектонічних напруг [19, 24, 98, 101], методичних прийомів вивчення вторинних деформаційних структур тектонічної течії і ідентифікації кінематичних механізмів горизонтальних переміщень масивів гірських порід [19 - 29, 103, 107, 108], дослідження дислокаційних зон стрес-метаморфізму [109]. Вона є кроком у подальшому розвитку тектонофізичних методів аналізу розломних систем і деформаційних структур. Її успішно апробовано на практиці у межах ДДП при реконструкції полів напруг та дослідженнях вторинного деформаційного структуроутворення, що обумовлено природними процесами об'ємної тектонічної течії порід кристалічного фундаменту і дислокаціями колізійного короблення горизонтів платформного осадового чохла, виконаних автором на протязі 2015-2020 рр. [110-113].

Оригінальність методики полягає в ефективному комплексуванні найбільш ефективних непрямих методів структурного (структурно-кінематичний та сполучених пар сколювання) та дислокаційного (структурно-парагенетичний або геомеханічний) аналізу на підставі дослідження тектонічної тріщинуватості, розривних порушень і деформаційних структур та використанні принципово нового методичного підходу до створення аналітичної електронної бази тектонофізичних даних, що був розроблений в її рамках.

Джерелом вихідних даних по системах розривів палеорифту є новітні матеріали середньомасштабного геологічного картування, геологічні матеріали глибокого буріння, промислової геофізики, лабораторних досліджень керна, дистанційних геофізичних методів (сейсморозвідки методами 2Д та 3Д, граві- та магнітної зйомки, термометрії), аерокосмічної зйомки, дані вивчення вертикальних неотектонічних рухів (рис. 2.5).

Тектонофізичні дослідження з метою реконструкції полів тектонічних напруг і деформацій земної кори здійснюються за даними геометричного, парагенетичного і кінематичного аналізу тектонічних порушень різноманітної морфології, віку, масштабу і генезису, на підставах авторської інтерпретації локальних і регіональних аномалій і структурних неоднорідностей гравітаційного і магнітного полів, амплітуд вертикальних неотектонічних (голоценових) рухів, а також з урахуванням розміщення зон глибинних розломів, лінеаментів та кільцевих структур, встановлених за даними дешифрування матеріалів космічної зйомки. Проте, слід зазначити, що без комплексування із прямими геологічними методами (глибоке буріння), ця методика не даватиме однозначних результатів при дослідженнях нерозкритих бурінням глибоко занурених літолого-стратиграфічних комплексів.

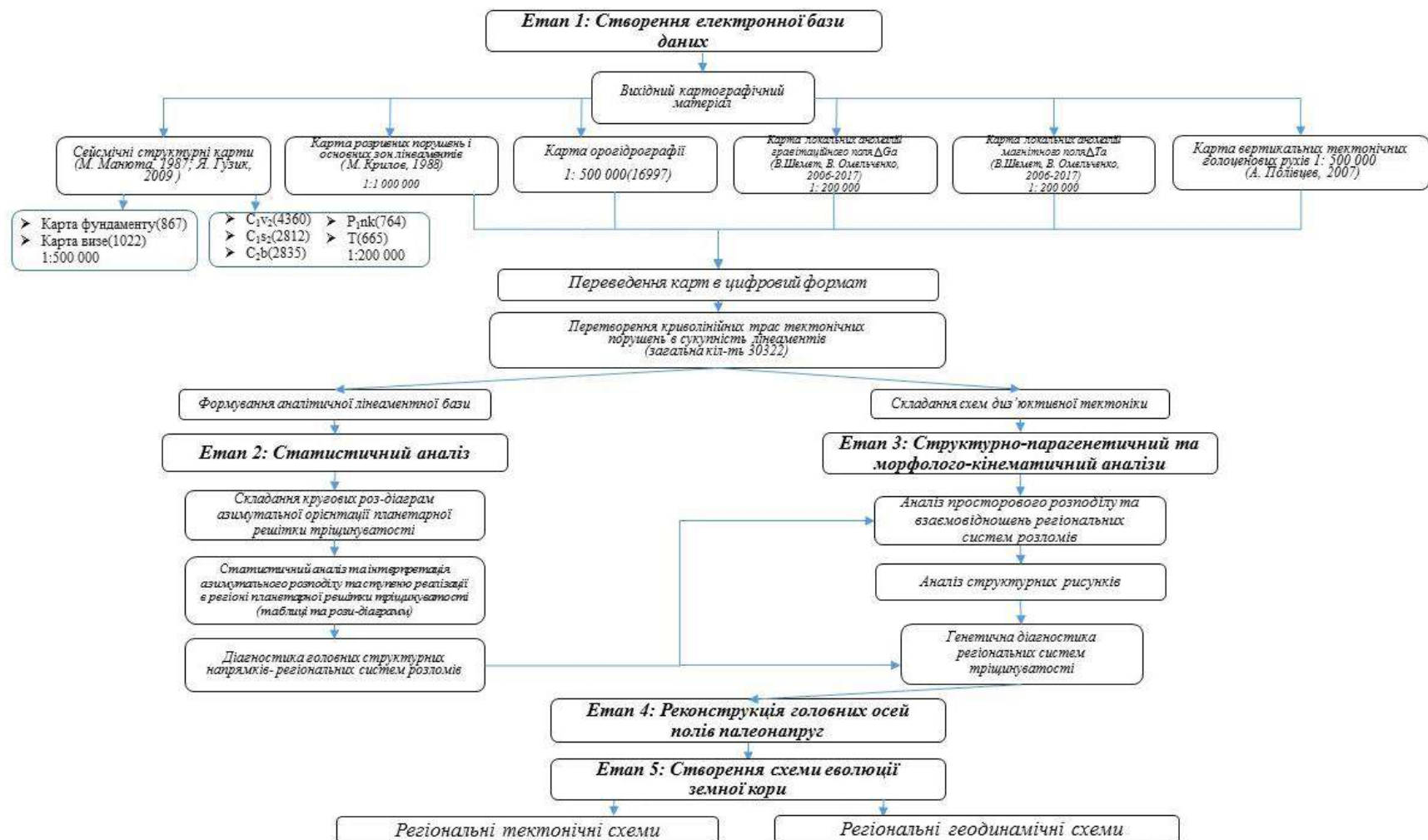


Рис. 2.5 Принципова схема комплексної методики реконструкції напружено-деформованого стану земної кори і геодинамічного аналізу деформаційних структур (на прикладі Дніпровсько-Донецького палеорифту), згідно [172-174]

Оригінальна методика враховує певні обмеження, що накладаються на вихідні аналітичні матеріали для реконструкції напружено-деформованого стану земної кори, отримані за даними різноманітних методів геофізичних досліджень [24]. Профільна сейсморозвідка в умовах тонкошаруватого чохла осадових басейнів дозволяє виявляти лише загальний тренд щодо елементів залягання тектонічних порушень. Вона спроможна вивчати морфологію крупних розривів сколювання – простягання, напрямки і кути падіння диз'юнктивів, напрямки переміщень їхніх крил та кінематику. Проте профільна сейсморозвідка не дозволяє простежувати та ідентифікувати дрібні, малоамплітудні тріщини сколювання та будь-які інші генетичні типи тектонічних порушень (відриви, розсуви, підкиди, насуви) із істотною горизонтальною складовою переміщень, але без значної вертикальної амплітуди зміщення шарів у крилах порушення. Тому вона не може використовуватися для вивчення внутрішньої будови деформаційних зон сколювання.

Аналіз результатів тектонофізичної інтерпретації матеріалів високоточної об'ємної сейсморозвідки свідчить про принципові можливості останньої із діагностики усіх генетичних типів тектонічної тріщинуватості у кристалічному фундаменті і платформному осадовому чохлі з високим ступенем деталізації їх морфолого-кінематичних характеристик. На відміну від профільної сейсморозвідки, об'ємну деталізаційну сейсморозвідку доцільно використовувати для вивчення внутрішньої будови деформаційних зон сколювання для детального картування в їх межах вторинних тектонічних структур реїдної деформації.

Глибинні розломи на протязі історії свого формування є тектонічно послабленими зонами земної кори, найбільш сприятливими для розрядки тектонічних напруг будь якої просторової орієнтації [19, 20]. Польовими тектонофізичними дослідженнями доведено, що зони древніх глибинних розломів складаються із декількох різновікових деформаційних зон сколювання різної азимутальної орієнтації [42]. Таким чином, масштаби і будова розломних

зон безпосередньо залежать від морфолого-генетичних типів і кількості різновікових зон сколювання, що їх формують.

Аналіз матеріалів з регіональної геотектоніки ДДП свідчить, що диз'юнктивній тектоніці як древнього AR-PR фундаменту, так і платформного осадового чохла притаманні саме такі особливості. Більшість виявлених сейсморозвідкою розломів у структурі докембрійського фундаменту і осадового чохла палеорифту мають тривалий багатоетапний розвиток і, нарешті, інверсійну природу. Про це свідчить криволінійна конфігурація розривів у плані і, так званий "реверсний" кінематичний тип у розрізі [24]. Враховуючи це кінематика і генетичний тип систем розломів визначались окремо для кожної визначної фази тектонічної активізації, що були проявлені у регіоні.

Враховуючи ці факти, було розроблено спеціальний *технологічний засіб підготовки вихідної аналітичної лінеаментної бази тектонофізичних досліджень*. Він полягає у перетворенні фактичних криволінійних у плані трас тектонічних порушень у сукупність дрібніших лінеаментів різноспрямованої орієнтації, що їх складають. Технологія застосування засобу полягає у ручній фрагментації окремих криволінійних трас розломів на окремі складові лінійні відрізки-вектори, що складатимуть аналітичну лінеаментну базу досліджень.

Ця технологія вперше розроблена і впроваджена для реконструкції напружено-деформованого стану земної ДДП.

Комплексна методика передбачає проведення геотектонічних і геодинамічних досліджень у декілька окремих етапів (рис. 2.5). На підготовчому етапі формується аналітична електронна база вихідних тектонофізичних даних по тектонічних порушеннях, виявлених геологічними і дистанційними методами у кристалічному фундаменті і осадових комплексах платформного чохла. Вона вміщує результати узагальнення, систематизації та переведення в електронний формат фактичних геолого-геофізичних матеріалів. Вихідними картографічними матеріалами для складання бази є структурні карти фундаменту і осадового чохла за даними сейсморозвідки, карти аномалій

гравітаційного і магнітного і теплового полів, карта вертикальних неотектонічних рухів, схема орогідрографії, схеми дешифрування матеріалів аерокосмозйомки регіональних масштабів 1:1 000 000, 1:200 000 (рис. 2.5).

На першому етапі досліджень аналізуються одновікові сукупності лінеаментів, виділених за даними сейсморозвідки і буріння у структурі восьми досліджуваних літолого-стратиграфічних комплексів осадового чохла та у поверхні кристалічного фундаменту. Для цього, із використанням оригінального методичного засобу криволінійні траси розривів вручну фрагментують на окремі елементарні лінеаменти, на підставі чого складаються схеми розривної тектоніки по окремих комплексах, що вивчаються (рис. 2.6, 2.7).

На другому етапі досліджень вивчається просторова орієнтація виділених одновікових сукупностей лінеаментів. Для цього складаються кругові роздіаграми їх азимутального розподілу (рис. 2.8). На підставі статистичного аналізу азимутального розташування сукупностей лінеаментів, виділених у поверхні докембрійського фундаменту, окремих комплексах платформного осадового чохла, та в орогідрографічному плані, вивчається просторовий розподіл у структурі палеорифту реалізованих напрямків планетарної решітки тріщинуватості [20]. На підставі статистичного аналізу роздіаграм виділяють усі динамічно виразні напрямки розломної решітки. Серед них визначаються локальні азимутальні максимуми для їх подальшого детального структурно-кінематичного і парагенетичного аналізу.

Виявлені локальні азимутальні максимуми ідентифікуються у якості головних регіональних систем розломів. Вони виділяються на схемах розломної тектоніки, складених за окремими стратиграфічними поверхнями, що вивчаються (рис. 2.9). Далі складаються порівняльні тектонічні схеми для

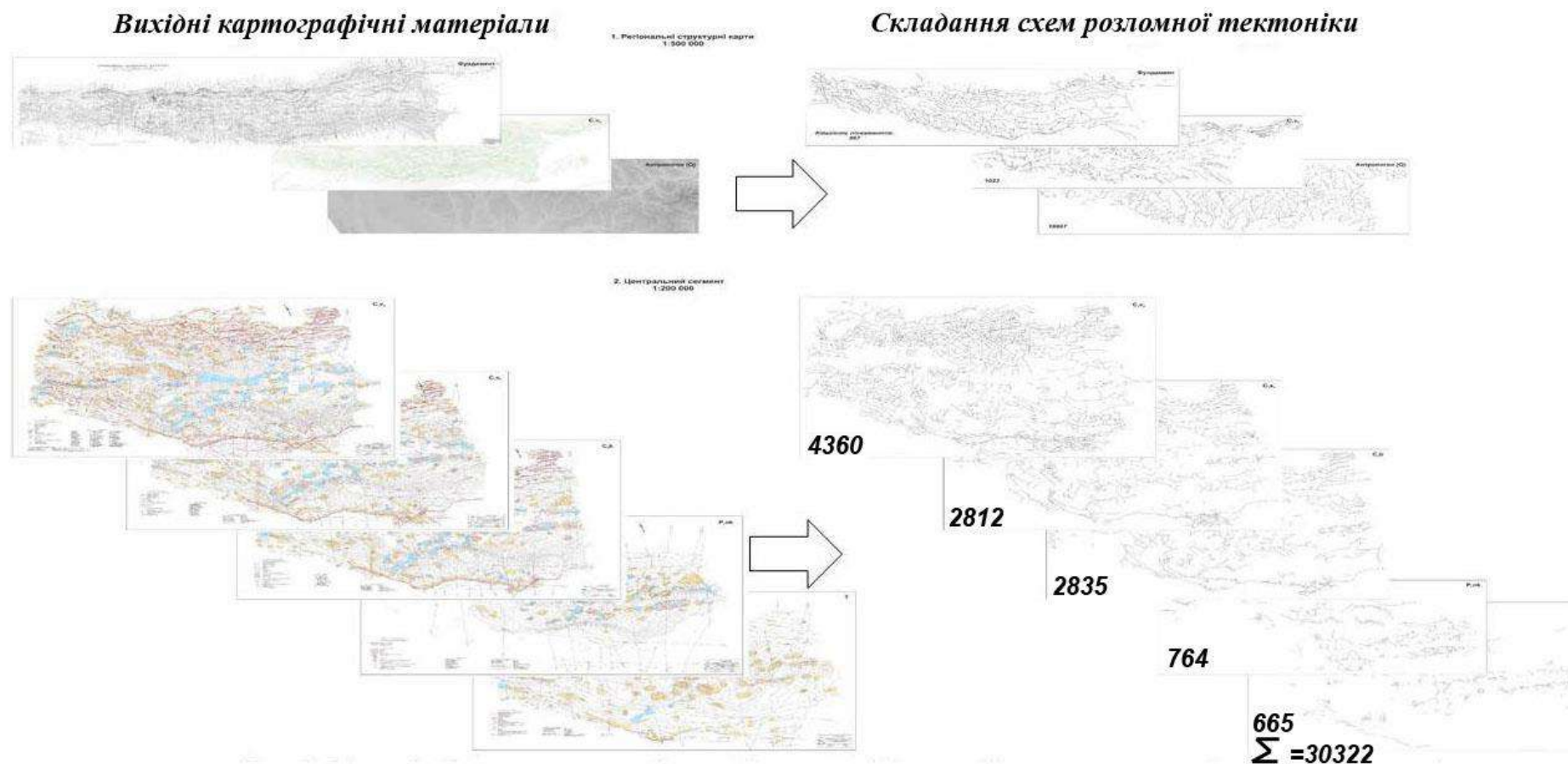


Рис. 2.6 Створення аналітичної електронної бази лінементів для складання схем диз'юнктивної тектоніки Дніпровсько-Донецького палеорифту. Цифри— кількість лінементів, виділених у докембрійському фундаменті, літолого-стратиграфічних комплексах осадового чохла та орогідрографії

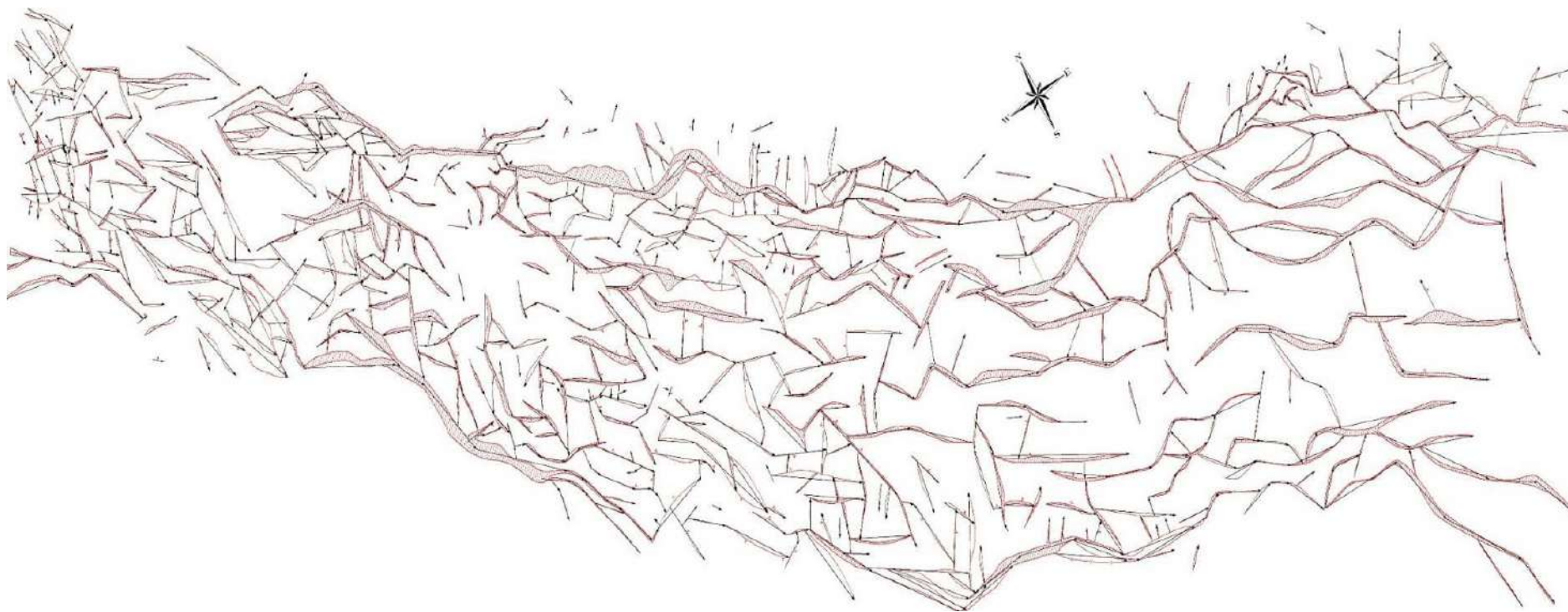


Рис. 2.7 Складання схеми розломної тектоніки докембрійського фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту з використанням оригінальної технології фрагментації криволінійних трас розломів на складові лінійні-вектори

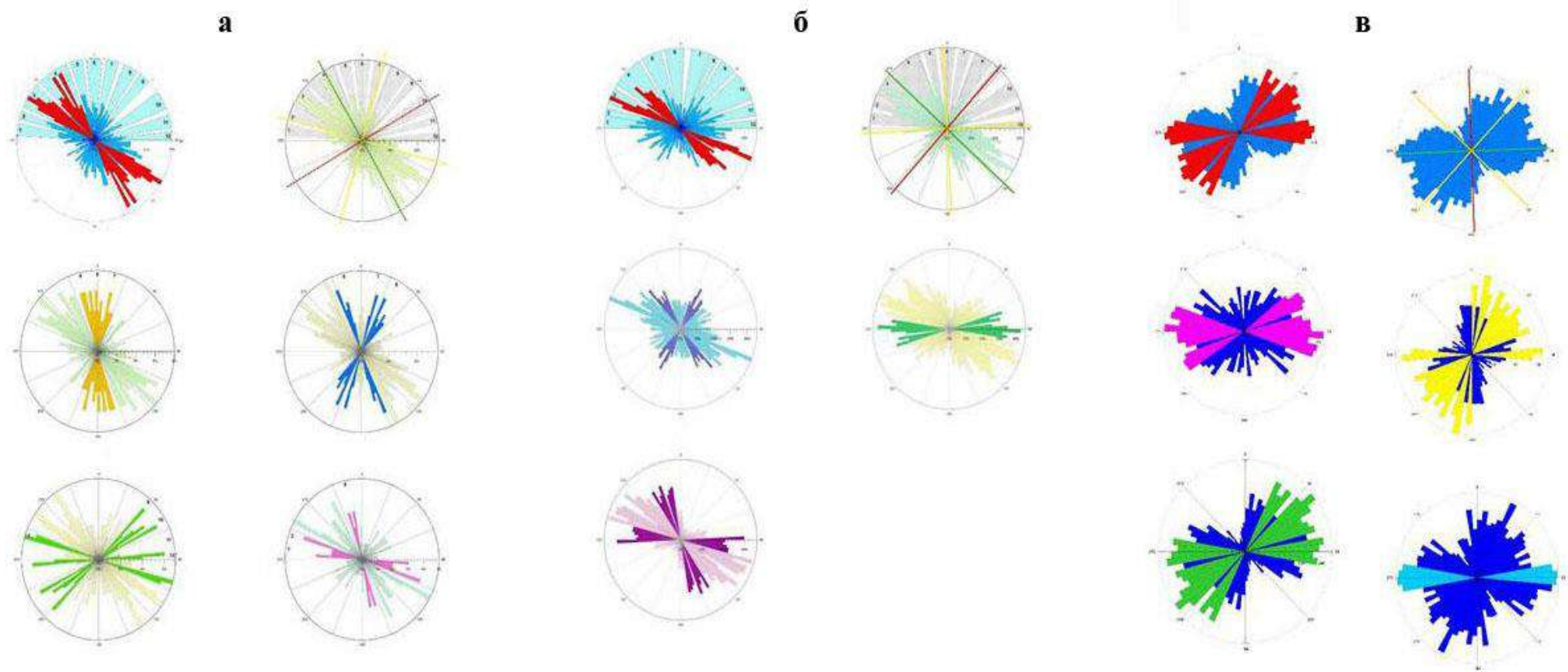


Рис. 2.8 Складання кругових роз-діаграм азимутальної орієнтації лінеаментів для статистичного аналізу регіональних систем розломів Дніпровсько-Донецького палеорифту: а – докембрійського фундаменту; б – осадового чохла (верхньовізейський комплекс); в – орогідрографії

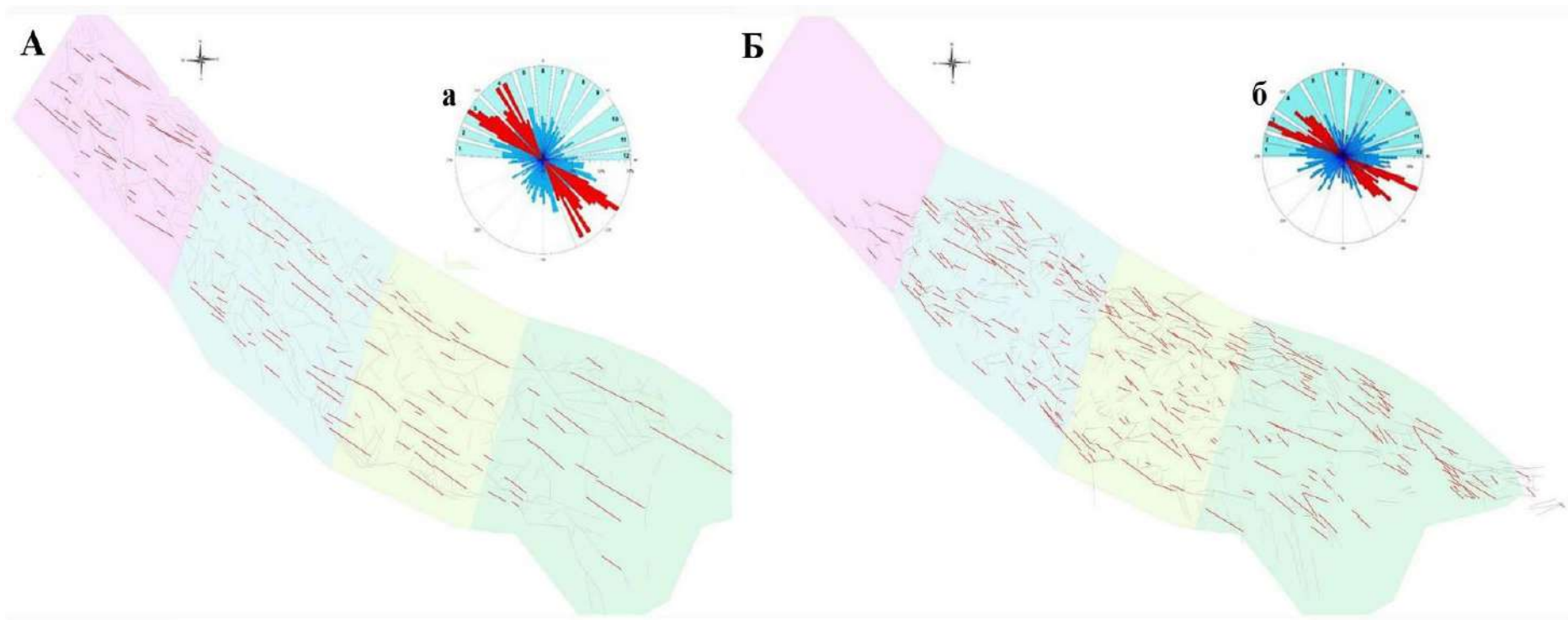


Рис.2.9 Діагностика просторового розподілу головних систем розривів Дніпровсько-Донецького палеорифту:
 А – у поверхні докембрійського фундаменту; б – осадовому чохлі (верхньовізейський комплекс). На врізках –
 кругові рози-діаграми азимутального розподілу лінеаментів: а– докембрійського фундаменту, б –
 верхньовізейського комплексу

аналізу просторового розподілу рифтових і пострифтових систем розломів у структурі палеорифту (рис. 2.10). Такий аналітичний підхід дозволяє вивчати просторові співвідношення різновікових розломних систем, сформованих на різних етапах геологічного розвитку осадового басейну, що вивчається.

На третьому етапі тектонофізичних досліджень здійснюється генетична діагностика регіональних систем розломів у поверхні фундаменту і окремих стратиграфічних комплексах осадового чохла, що вивчаються. Обов'язковим є врахування фактичних даних польових інструментальних тектонофізичних досліджень трансрегіональних глибинних розломних зон, які трасуються у межі палеорифту з оточуючих його геологічно відкритих кристалічних масивів УЩ і ВА. На цих підставах визначаються природні кінематичні механізми формування і проводиться діагностика морфолого-генетичних типів деформаційних структур. Для діагностики використовуються структурно-кінематичні індикатори реконструкції головних параметрів поля тектонічних напруг, принципові схеми та еталонні рисунки морфолого-генетичних типів деформаційних структурних парагенезів (рис. 2.10, 2.11), які наведено вище (підрозділ 2.2).

На четвертому етапі проводиться реконструкція поля тектонічних напруг із врахуванням отриманих даних про генетичні типи і кінематику регіональних розломних систем. Послідовність операцій при здійсненні реконструкції головних параметрів полів тектонічних напруг аналогічна технології, яка використовується у методі морфолого-кінематичного аналізу [98]. Для визначення головних параметрів поля напруг і деформацій земної кори використовуються встановлені на попередньому етапі статистичні дані по азимутальному розподілу регіональних систем розломів. Із використанням морфолого-кінематичного і структурно-парагенетичного методів аналізу відновлюються напрямки головних осей тектонічних напруг на кругових статистичних розах діаграмах (рис. 2.12).

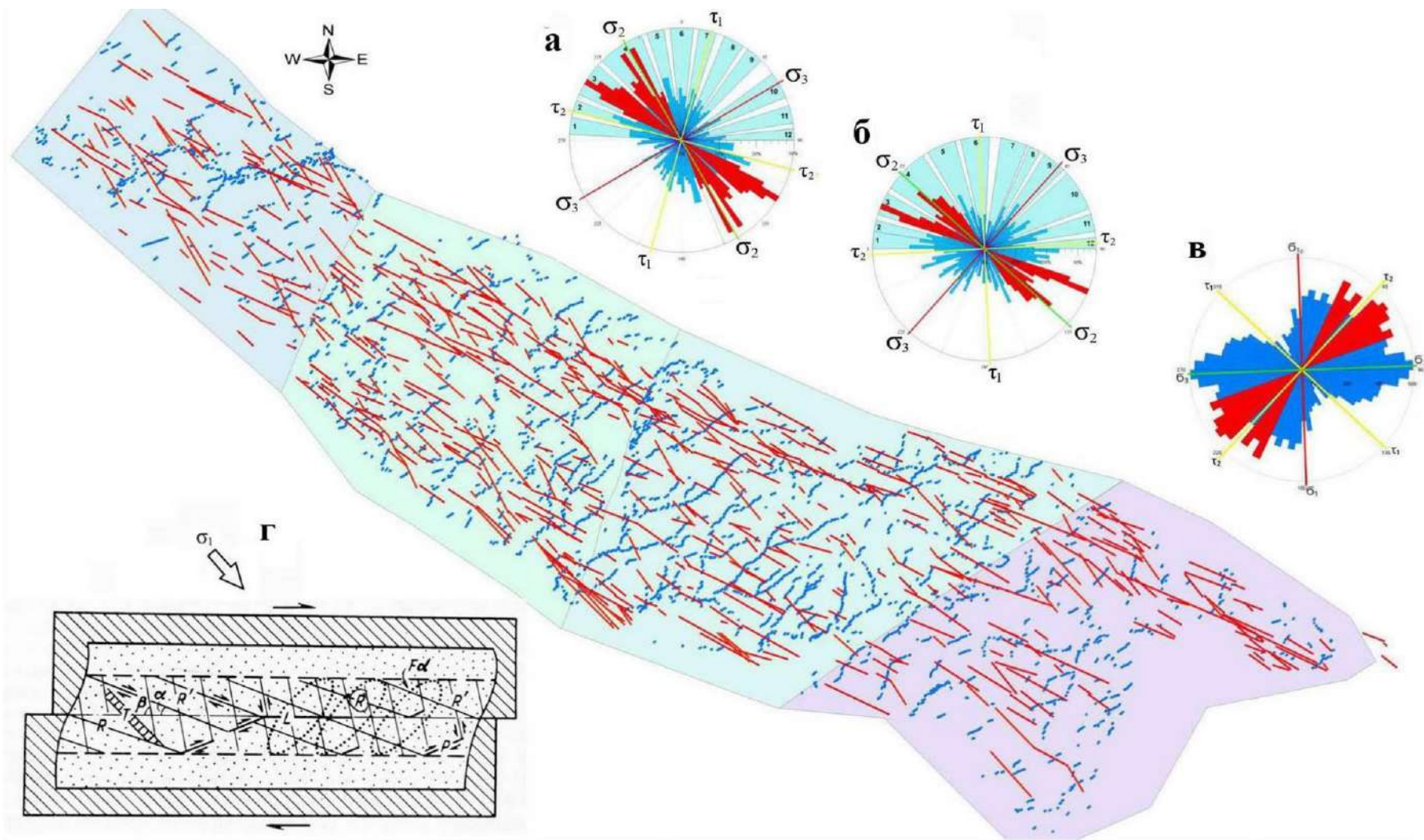


Рис. 2.10 Порівняльна схема співвідношення рифтогенних систем розривів у докембрійському фундаменті і осадовому чохлі (верхньовізейський комплекс) Дніпровсько-Донецького палеорифту та в орогідрографії. На врізках: а, б – кругові рози-діаграми: а – фундаменту, б – осадового чохла; в – орогідрографії; г – вторинні структури деформаційної зони сколювання за С. С. Стояновим (1977)

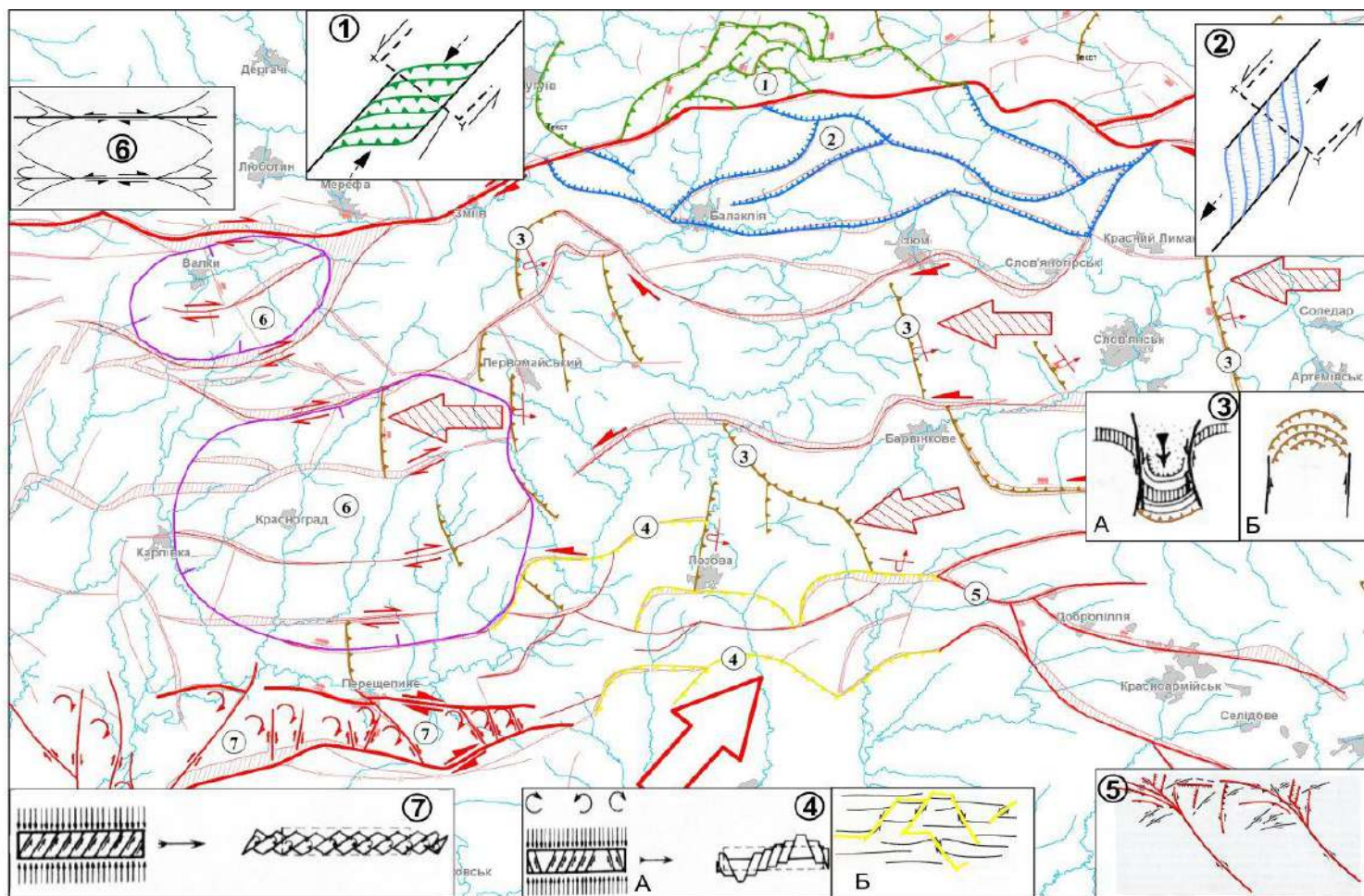


Рис. 2.11 Генетична діагностика деформаційних парагенезів горизонтального зсування у поверхні фундаменту Ізюмського сегменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Типи парагенезів (цифри), принципи моделі (А), структурні рисунки (Б): ① дуплекс стиснення (contractional duplex); ② дуплекс розтягання (extensional duplex – pull-apart basin); ③ ороклин насувного типу; ④ комбінований парагенез поперечного висування з поздовжнім видовженням; ⑤ парагенез на розгалуженні зсуву – "кінський хвіст"; ⑥ структури "мегабудинажу"; ⑦ парагенез поздовжнього видовження за узгодженого обертання кулісної системи однойменних зсувів (структура "доміно"). Напрямки рухів:  загально плитних;  внутрішньорифтових переміщень.

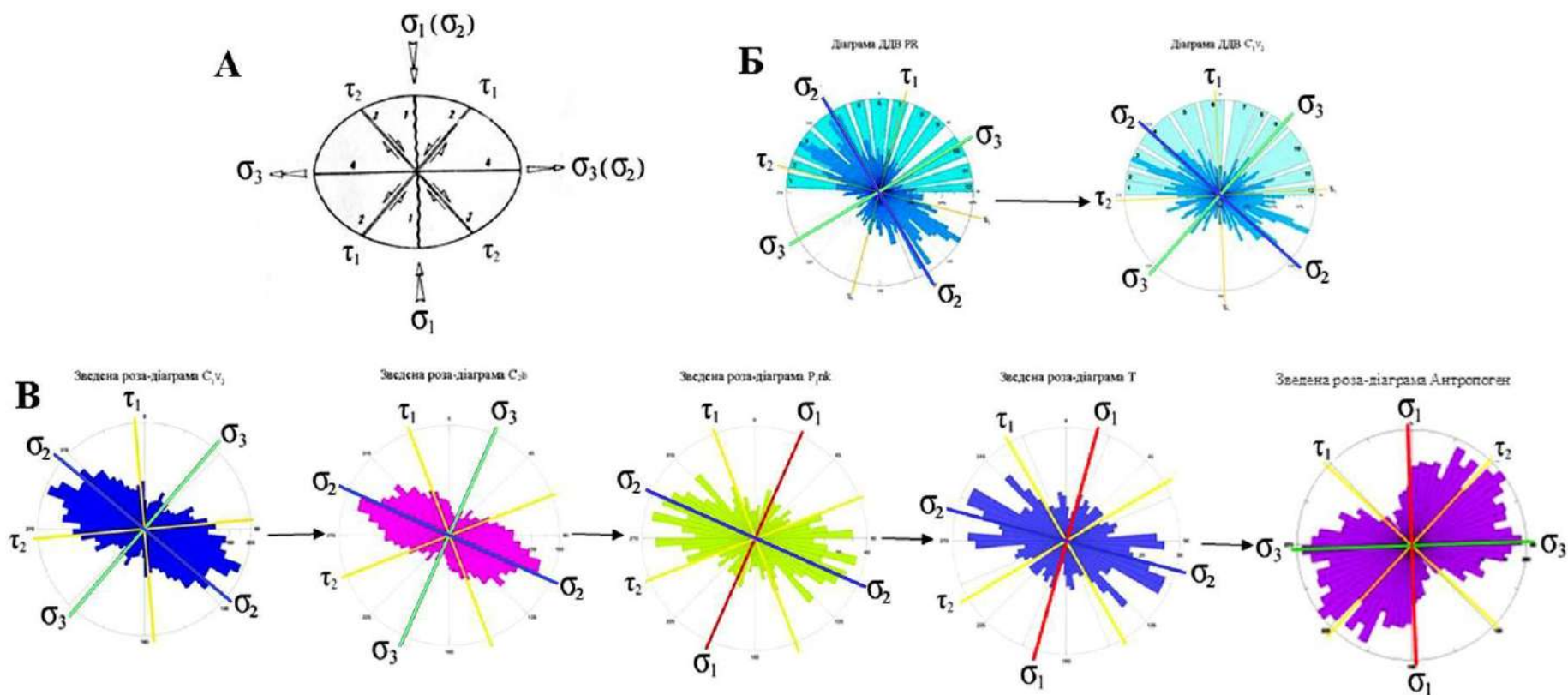


Рис. 2.12 Реконструкція просторово-часового розподілу головних осей поля тектонічних напруг Дніпровсько-Донецького палеорифту за даними статистичного аналізу кругових роз-діаграм. А– принципова схема еліпсоїда деформації (за М. Гзовським, 1975). Б, В –діагностика головнихосей: Б – в регіональному плані, В – у центральному (Лохвицький, Ізюмський сегменти) мегаблоці. Головні параметри: σ_1 – вісь головних нормальних напруг стискування; σ_2 – вісь проміжних нормальних напруг стиснення; σ_3 – вісь головних нормальних напруг розтягу; τ_1 , τ_2 – осі максимальних дотичних напруг

Встановлення кінематики розломів у вертикальних перетинах геологічних профілів дозволяє відновити просторовий розподіл тектонічних напруг на структурних планах. За даними визначеної кінематики систем розломів вирішується зворотна задача реконструкції геодинамічного типу чинного поля напруг та визначається азимутальне орієнтування у просторі головних осей тектонічних напруг (рис. 2.13, 2.14). При цьому враховується регіональний структурний рисунок розломної решітки фундаменту і осадового чохла, а також лінеamenti та кільцеві структури за даними дешифрування аерокосмозйомки, що є прямими структурно-кінематичними індикаторами розрядки тектонічних напруг і деформацій на різних структурних рівнях осадового басейну.

На заключному етапі досліджень переходять до складання формалізованої геологічної схеми просторово-часової інверсії головних параметрів природного поля тектонічних напруг і еволюції геодинамічних режимів деформацій земної кори (рис. 2.15). Вона є основою для створення принципової схеми структурно-кінематичної еволюції земної кори, що містить дані про механізм просторово-часової інверсії головних параметрів поля напруг та формування окремих структурних планів у геохронології. (рис. 2.16). Отримані схеми регіональної геодинаміки слугуватимуть теоретичною основою для визначення геодинамічних режимів структуроформування та нафтогазонакопичення у межах рифтогенного басейну, що вивчається.

У наступних розділах роботи наведено результати використання, розробленої у дисертації *комплексної методики реконструкції полів тектонічних напруг і деформацій та геодинамічного аналізу геоструктур* на підставі тектонофізичного аналізу плікативних та диз'юнктивних деформацій, у конкретних геологічних умовах древньої внутрішньо-платформної рифтогенної геоструктури ДДП.

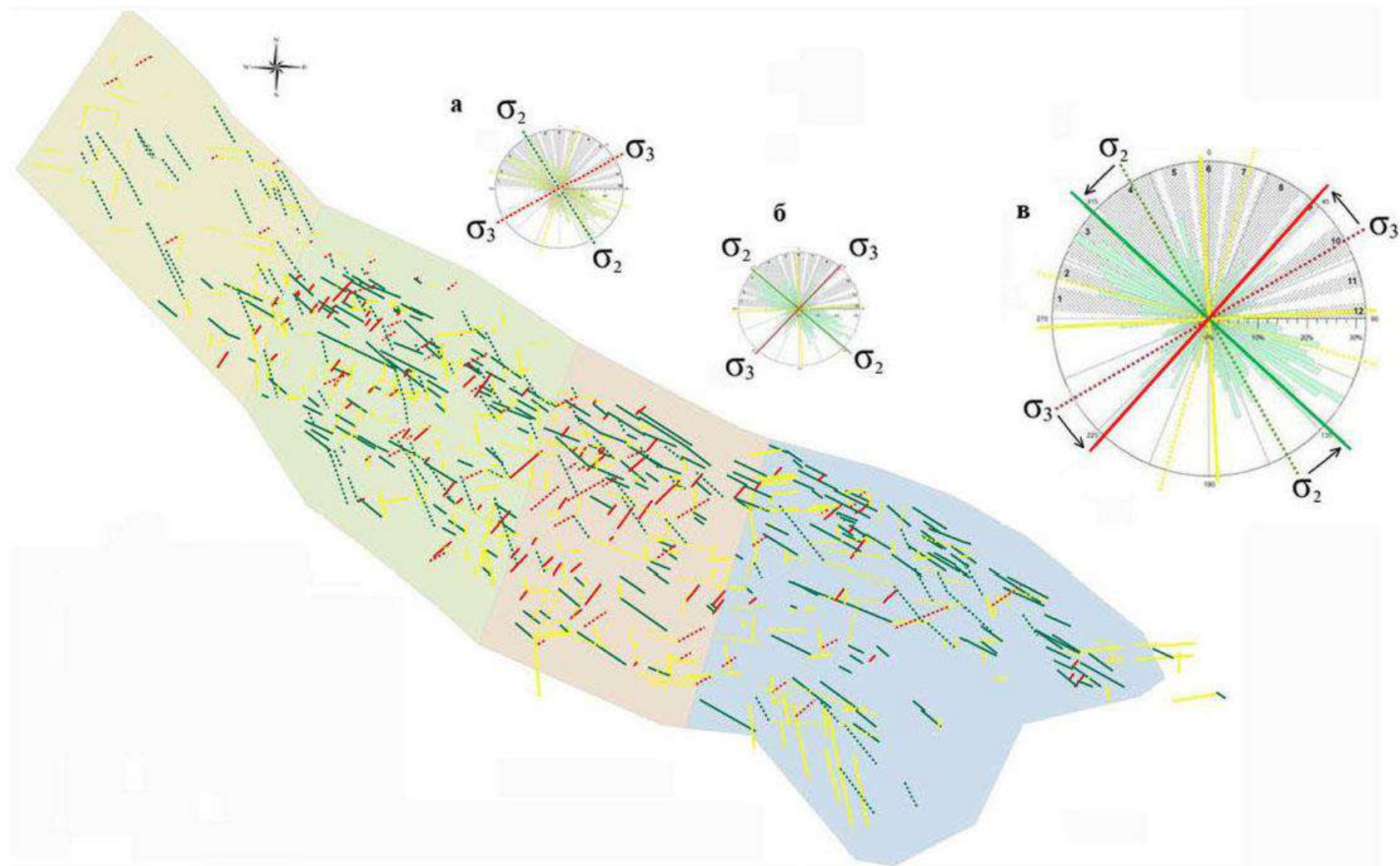


Рис. 2.13 Генетична діагностика рифтогенних систем розривів Дніпровсько- Донецького палеорифту на порівняльній схемі рифтогенної решітки тектонітів. На врізках – кругові рози-діаграми з визначенням головних осей поля напруг рифтового етапу: а – докембрійського фундаменту, б – верхньовізейського комплексу осадового чохла; в – діагностика кінематичного механізму просторово-часової інверсії параметрів напружено-деформованого стану земної кори

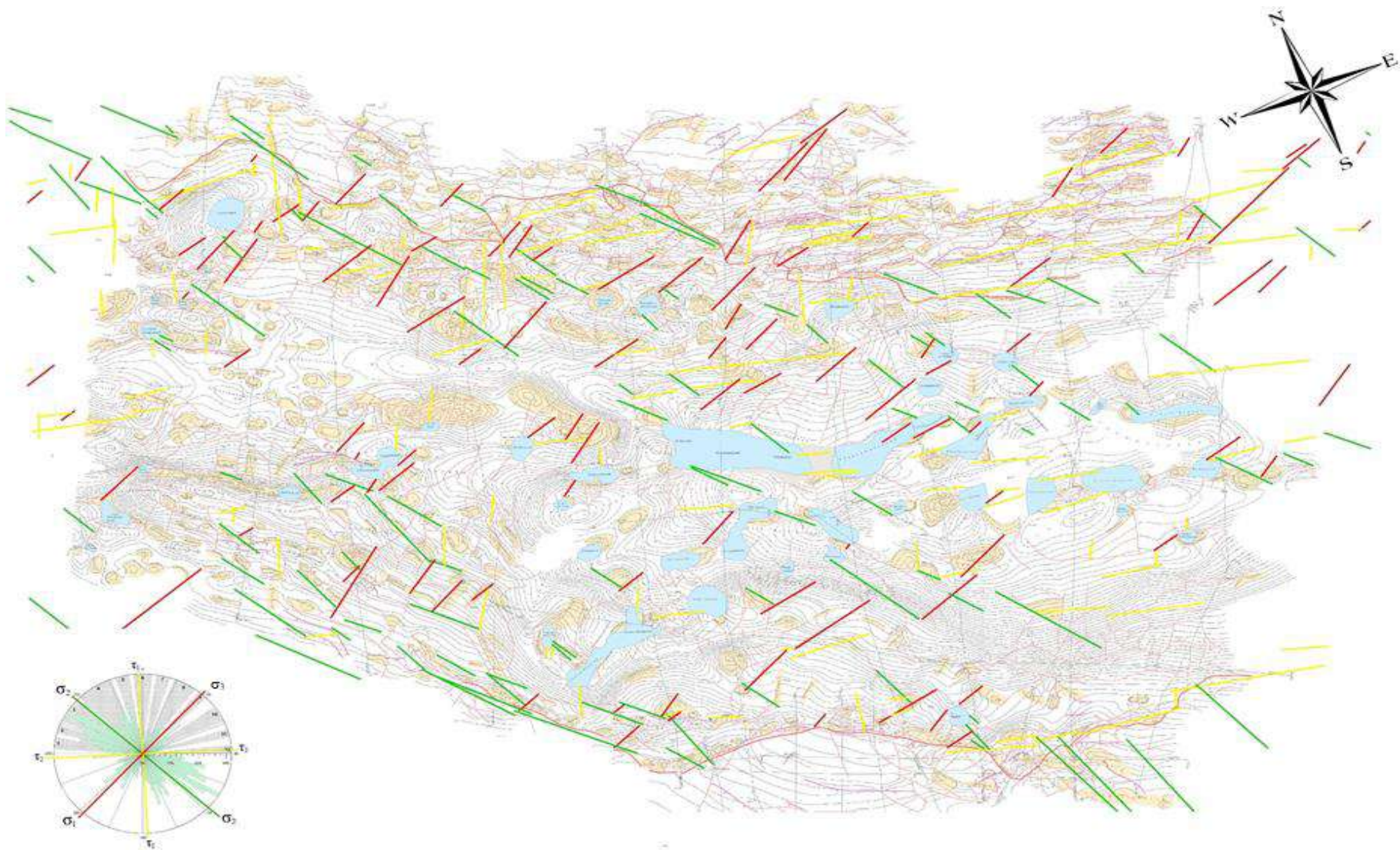


Рис. 2.14 Реконструкція головних осей поля тектонічних напруг рифтового етапу у системах розривів осадового чохла в центральній частині Дніпровсько-Донецького палеорифту на структурній карті верхньовізейського комплексу. На врізці: кругова роза-діаграма азимутального розподілу систем розривів верхньовізейського комплексу

Геологічна епоха	Азимути простягання систем тріщинуватості (СТ), №/град													
	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1
	84-90	273-279	282-288	291-312	315-339	342-351	354-6	9-18	24-30	39-45	54-63	72-78	84-90	285-291
PR ₂		сколи,* зсуви		відриви, скиди	відриви, скиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви
D+C ₁	сколи, зсуви		відриви, скиди	відриви, скиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви	
C ₂₊₃			сколи, підкиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви		
P ₂ + T			сколи, підкиди			сколи, зсуви			сколи, зсуви			сколи, зсуви		
J + K		сколи, підкиди			сколи, зсуви			відриви, скиди			сколи, зсуви			відриви, скиди
P		сколи, підкиди			сколи, зсуви			відриви, скиди			сколи, зсуви			відриви, скиди
N	сколи, підкиди			сколи, зсуви			відриви, скиди			сколи, зсуви			відриви, скиди	
Q	сколи, підкиди			сколи, зсуви			відриви, скиди			сколи, зсуви			відриви, скиди	

Рис. 2.15 Схема розподілу планетарних систем тріщинуватості і періодичності змін генетичних типів систем розривів Дніпровсько-Донецького палеорифту у геохронології фанерозою. *Генетичні типи систем тріщинуватості: сколи, зсуви; відриви, скиди; сколи, підкиди.

Структурний план	Геологічна епоха	Азимутальні напрямки планетарної решітки тріщинуватості, №/град													
		12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	1
		головні вісі напруг	84-90	273-279	282-288	291-312	315-339	342-348	354-6	19-18	24-30	39-45	54-63	72-78	84-90
1	PR														
2	D+C ₁	τ_2	R			R			R		σ_3	R			R
3	C ₂₊₃ +P ₁ P ₂ +T	R		σ_2	R		τ_1	R			R		τ_2	R	
4	J + K P														
5	N Q	σ_3						σ_1						σ_3	

Рис. 2.16 Схема природного механізму просторово-часової інверсії головних осей поля тектонічних напруг на протязі основних етапів формування структурних планів Дніпровсько-Донецького палеорифту у геохронології фанерозоя.

Головні вісі тензора напруг:



σ_1 – вісь головних нормальних напруг стискання;

σ_2 – вісь проміжних нормальних напруг стиснення;

σ_3 – вісь головних нормальних напруг розтягу;

τ_1, τ_2 – вісі максимальних дотичних напруг;

R – реверсні типи тектонічних порушень

2.4 Висновки до другого розділу

1. Аналіз сучасних тектонофізичних методів реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на підставі досліджень тектонічної тріщинуватості гірських порід дозволив зробити наступні висновки:

- у більшості структурних методів реконструкція полів тектонічних напруг основана на даних інструментальних визначень параметрів тріщинуватості у природних відслоненнях, тому їх використання неможливе в умовах геологічно закритих та сейсмічно стабільних внутрішньо-платформних басейнів через брак даних геологічних та сейсмологічних спостережень.
- ряд непрямих методів дозволяє коректно вивчати генетичні типи тріщинуватості, на підставі чого можливо реконструювати геодинамічні обстановки та кінематичні механізми тектонічних рухів і деформацій;
- встановлено певні обмеження при окремому використанні тектонофізичних методів аналізу, тому постає необхідність у їх комплексуванні
- наразі назріла необхідність розробки нової комплексної методики реконструкції полів напруг і деформацій на основі непрямих структурних і дислокаційних тектонофізичних методів аналізу тектонічної тріщинуватості.

2. Розроблено методологію дисертаційного дослідження, що полягає у:

- широкому комплексуванні геологічних (глибоке буріння, лабораторні методи, геологічне картування), геофізичних (сейсморозвідка 2Д, 3Д, граві- і магніторозвідка, термометрія), непрямих тектонофізичних методів аналізу систем розломів, аерокосмогеологічних методів аналізу диз'юнктивних і плікативних дислокацій та неотектоніки (амплітуди і кінематика рухів);
- селективному комплексуванні непрямих тектонофізичних методів структурного (сполучених пар розривів сколювання і морфолого-кінематичний) та дислокаційного (структурно-парагенетичний або палеогеомеханічний) аналізу, ефективних в умовах геологічно закритих надр;
- обмеженні масштабу об'єктів досліджень регіональним та зональним рівнями, що охоплюють ДДП, та його складові (тектонічні сегменти та мікроплити), а також зони концентрації інверсійних складчастих деформацій;

- дослідженні геодинамічних обстановок та кінематичних механізмів деформацій у фанерозої як на етапі рифтогенезу, так і на головних етапах тектонічної інверсії - пізньогерцинському (заальська фаза), кімерійському, ранньо- (ларамійська фаза) та пізньоальпійському (аттична фаза).

3. На цих засадах створено *оригінальну комплексну методика реконструкції полів тектонічних напруг та геодинамічного аналізу деформаційних структур*, яка є удосконаленням методичної бази з реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на основі аналізу систем тектонічної тріщинуватості. В її рамках розроблено *оригінальну технологію створення електронної аналітичної бази даних*, що полягає у фрагментації криволінійних трас розломів на складові вектори-лінеаменти. *Комплексну методика* успішно використано для досліджень інверсійних деформацій в умовах геологічно закритих надр ДДП, тому пропонується її застосування при дослідженнях рифтогенних структур.

Основні положення даного розділу викладені у публікаціях автора:

1. Барташук О.В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 1. Лінеаменти // *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2016, вип. 45, С. 14-22. Наукометрична база – Index Copernicus.
2. Барташук О.В., Єрошин Є., Каменев В., Бугрим В. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Геотехнології. НТУ «Харківський політехнічний інститут»*, 2018, число.1, №1, С. 12-26. ISSN 2616-8839. (Особистий внесок автора - досліджено кінематичний механізм просторово-часової інверсії напружено-деформованого стану земної кори у фанерозої).
3. Барташук О.В. Еволюція геодинамічних умов нафтогазоносності земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2017, вип. 44, С. 44-56.

РОЗДІЛ 3. ТЕОРЕТИЧНІ ЗАСАДИ ТЕКТОНОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ СИСТЕМ РОЗЛОМІВ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО ПАЛЕОРИФТУ

3.1 Реалізація напрямків планетарної регматичної решітки у регіональних системах розривів

Для вивчення геотектоніки та геодинаміки ДДП виконано тектонофізичні дослідження регіональних систем розривів, встановлених за даними глибокого буріння, плащової сейсморозвідки 2Д та тривимірної сейсморозвідки 3Д. З огляду на великі глибини закладання, складну морфологію і тривалу історію розвитку регіональних систем тектонічних порушень, для створення вихідної аналітичної бази досліджень додатково залучались матеріали вивчення потенційних геофізичних полів (гравітаційного, магнітного, термічного), амплітуд вертикальних неотектонічних рухів. По результатах інтерпретації аналітичного комплексу досліджувалася структурно-кінематична еволюція решіток регіональних розривів і деформаційних структурних парагенезів, сформованих зонах їх динамічного впливу у фанерозойській геохронології.

Теоретично і фактично доведеним є існування прямого зв'язку формування решітки планетарної тріщинуватості з полями напруг та деформацій, викликаних ротаційним режимом Землі [20, 42, 64, 80, 105, 114]. Такий зв'язок надійно обґрунтований фактичними даними тектонофізичних і палеомагнітних досліджень. Вони свідчать, що осі головних нормальних напруг стискання (σ_1) і розтягання (σ_3), які встановлені за даними палеомагнітних досліджень океанічних базальтів кайнозойського віку, розташовані у відповідності до сучасних меридіанів і паралелей, тоді як у древніші епохи осі σ_1 , σ_3 були обернені відносно сучасної географічної сітки разом із палеомагнітними меридіанами. Така закономірність встановлена і на теренах України (рис. 3.1). Періодичність інверсії геодинамічних осей σ_1 , σ_3 узгоджується з ротаційним механізмом утворення регматичної решітки: коливанням напрямку зміщення вісі обертання планети, відповідає зміна

знаку осей її деформації, тому розривні деформації земної кори мають період, близький до геологічної епохи [20, 64], або етапу тектогенезу [42].

Важливим фактором формування регматичної решітки є тангенціальні напруги, якими обумовлені дислокації горизонтального зсування. Це відображається на розах-діаграмах переважанням діагональних напрямків, реалізованих системами тектонічних порушень, над ортогональними [42, 115]. Визначною рисою регматичної решітки є її сталість при інверсіях поля напруг, через що нових напрямків у системах розривів не виникає. Проте, у геологічній еволюції змінюється їх структурно-динамічний прояв, тобто генетичний тип та кінематика, що призводить до утворення "реверсних" розломів, яким притаманні зміни генетичного типу та кінематики у розрізі та плані і переважання горизонтальних амплітуд над вертикальними [24].

І. І. Чебаненко (1966, 1977) вказав на можливість закладання максимум дванадцяти структурних напрямків регматичної решітки та першим виділив вісім напрямків, використаних системами розломів у геоструктурі України, які відрізняються за генетичним типом, віком та азимутальною орієнтацією: 285–290° (PR₃, O, S – сколи, зсуви, Р-підкиди, насуви) 310–315° (D-C₁-підкиди, насуви, N,- сколи, зсуви), 340–345° (PR₃- відриви, скиди, C₁₋₂, C₂₋₃, P₂, T₂₋₃ - сколи, зсуви,), 0° та 90° (D - сколи, зсуви) 15–20° (PR₃, O, S -сколи, зсуви, Р- відриви, скиди), 45–50° (відриви, скиди,), 70–75° (PR₃- підкиди, насуви, C₁₋₂, C₂₋₃, P₂, T₂₋₃ - сколи, зсуви) [64]. На діагностиці цих динамічно пов'язаних взаємно ортогональних систем розломів у решітках різновікових тектонітів у дисертаційній роботі ґрунтовано вивчення природного явища геодинамічної (просторово-часової) інверсії головних параметрів

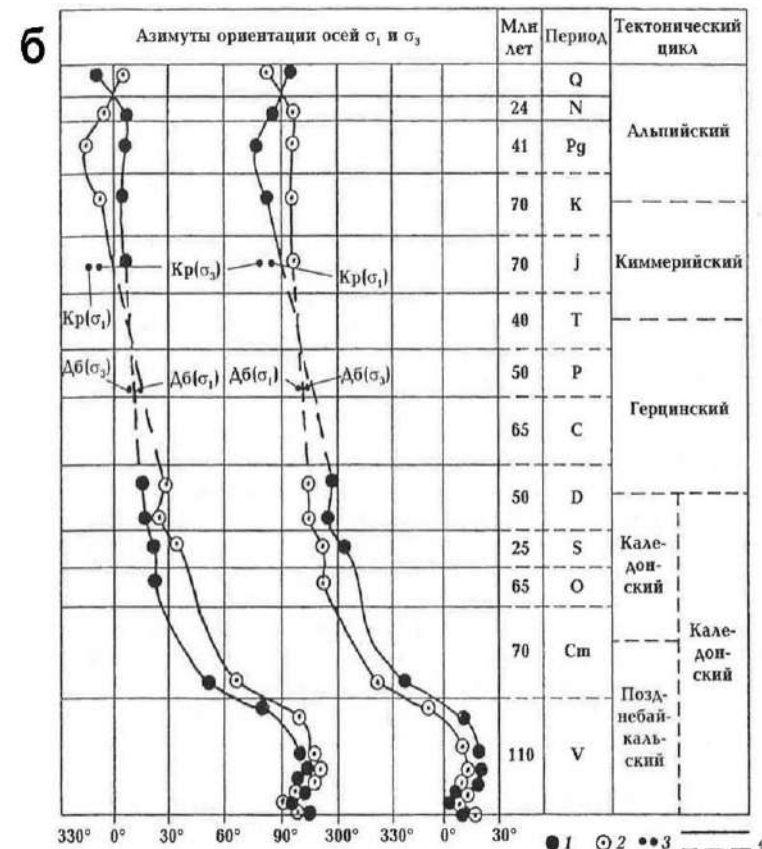
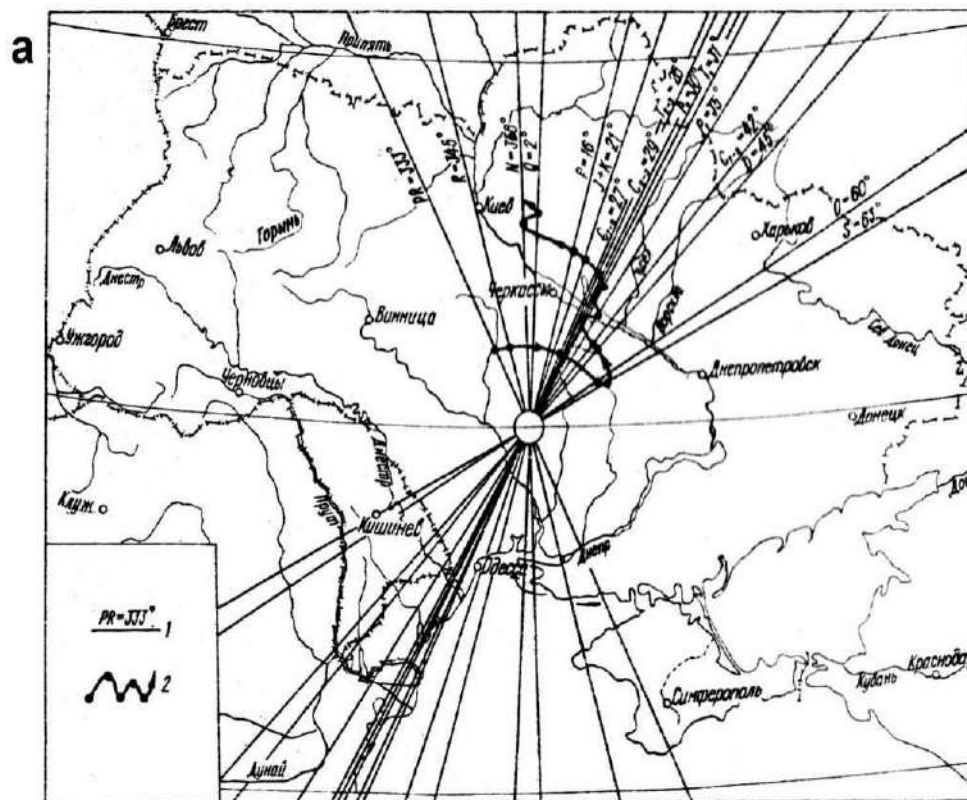


Рис. 3.1 Зв'язок формування напрямків планетарної решітки тріщинуватості з просторово-часовою інверсією головних осей полів тектонічних напруг у геохронології фанерозою, викликаних змінами ротаційного режиму Землі:

а – картографічна схема азимутального розподілу географічних меридіанів на території України в геологічні епохи, за І. І.

Чебаненком (1977): 1 – азимутальна орієнтація палеомеридіанів, 2 – траєкторія зміщення палеомеридіанів;

б – геохронологічна схема змін напружено-деформаційного стану земної кори Волино-Подільської мікроплити Українського Щита, за О. Б. Гінтовим (2005): 1-2 – осі головних нормальних напруг: 1 – стискання – σ_1 , 2 – розтягання – σ_3 ; 3 – парні осі, встановлені у ДСС і Криму; 4 – траєкторії зміщення головних осей (встановлена і передбачувана).

тектонічного поля напруг у геохронології фанерозою. На цій основі створено формалізовані схеми структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори ДДП, на підставі чого детально досліджувалися природні геодинамічні умови та кінематичні механізми рифтогенезу і інверсійних деформацій рифтогенної структури.

В ДДП було виділено дванадцять взаємно-перпендикулярних систем розломів, шість головних з яких мають азимути простягання: 0, 270; 16, 286; 36, 306; 41, 311; 62, 332, 80, 350° [36, 80]. У межах Воронезької антеклізи виділяються десять регіональних систем в азимутах простягань 0, 270; 35, 305; 45, 315; 63, 333; 75, 345, 17, 287; 52, 322; 8, 278; 23, 293 [116].

На території Українського щита налічується від чотирьох до одинадцяти систем розломів, з яких найближчими до напрямків, встановлених у ДДП, є шість регіональних систем, що виділяються за азимутами 0, 270; 17, 287; 35, 305; 45, 315; 62, 332; 77, 347° [42, 117].

При вивченні системної організації тектоніки докембрійського фундаменту ДДП враховано попередні схеми тектонічної сегментації [44, 74, 75, 81]. Близькою до прийнятої у роботі є схема поперечної сегментації ДДЗ В. І. Старостенка та ін. (2015), якою передбачено виділення чотирьох сегментів – Чернігівського, Лохвицького, Ізюмського та ДСС (рис. 1.15). На відміну від неї, за межу Ізюмським сегментом ДДЗ та ДСС, з урахуванням новітніх даних геокартування території перехідної зони між ДДП та ДСС, прийнято Балаклійсько-Синельниківську зону глибинних розломів, яка виділяється за даними І. І. Чебаненка та ін. (1991). Геологічними ознаками її активізації як лінійної зони горизонтально-зсувного контролю на інверсійних етапах структурної еволюції палеорифту є значна горизонтальна компонента рухів вздовж крил тектонічних розривів, що відображається у зміщеннях на цій межі диз'юнктивних та плікативних структур у плані. Це яскраво відбивається у характерних зсувних структурних рисунках аномалій потенційних геофізичних полів і підвищених амплітудах неотектонічних вертикальних рухів, що детально розглядатиметься нижче (див. розділ 4).

Згідно запропонованої у роботі схеми тектонічної сегментації (рис. 1.15) структура ДДП розділяється на чотири поперечні мегасегменти субрегіонального масштабу: 1- Чернігівський; 2 - Лохвицький; 3 - Ізюмський; 4 – ЗДГ [48].

Трасування міжсегментних границь здійснено нами із врахуванням регіональних тектонічних карт і схем [35, 40, 45], а також даних польових тектонофізичних досліджень зон розломів на прилеглих до ДДП територіях ДСС і ЗДГ та УЩ, завдяки яким встановлено основні морфолого-кінематичні і структурно-динамічні параметри 36 регіональних розломних зон [42, 80, 116, 117].

Вивчення характеру структурного прояву планетарної решітки тріщинуватості (регматичної решітки) у Дніпровсько-Донецькому палеорифті та її реалізації регіональними системами тектонічних порушень проведено із використанням фактичних картографічних матеріалів регіонального масштабу 1:500 000, 1:200 000. Вихідні аналітичні дані підготовлено перетворенням сейсмічних структурних карт поверхні кристалічного фундаменту (М. Манюта, 1987) і карт семи поверхонь досліджуваних комплексів осадового чохла (А. Холодних, 2000; Я. Гузік, 2009) у тектонічні схеми диз'юнктивної тектоніки в електронному форматі.

Завданнями геотектонічних досліджень першого етапу є:

1 – визначення структурно-динамічних напрямків планетарної решітки тріщинуватості, реалізованих регіональними системами розривів;

2 – вивчення характеру змін генетичних типів деформацій у системах розривів палеорифту у геохронології фанерозою;

3 – вивчення просторово-часової еволюції полів тектонічних напруг для реконструкції напружено- деформованого стану земної кори палеорифту.

Методичний підхід досліджень на першому етапі, згідно авторської *методики реконструкції полів тектонічних напруг і деформацій земної кори та геодинамічного аналізу геоструктур* (див. розд. 2.3), полягає у структурному аналізі сукупності лінеаментів, встановлених у структурі

докембрійського фундаменту і окремих літолого-стратиграфічних комплексів платформного осадового чохла на схемах диз'юнктивної тектоніки. Фактична криволінійність трас розривів фундаменту, комплексів чохла та річкових долин у денній поверхні шляхом їх ручної фрагментації перетворена у сукупність елементарних векторів. Загальна їх кількість складає 30 332 – лінеamentів, у тому числі: по фундаменту – 867, по окремих комплексах осадового чохла: PZ – 11803, MZ – 665, KZ – 16997 одиниць. Ця сукупність склала аналітичну електронну лінеamentну базу даних регіональних геотектонічних досліджень (рис. 2.3).

Із використанням аналітичної бази лінеamentів фундаменту та семи комплексів осадового чохла (T, P_{1nk}, C_{2m}, C_{2b}, C_{1s2}, C_{1v2}, C_{1v1}) складено схеми диз'юнктивної тектоніки і кругові рози-діаграми статистичного розподілу азимутальних напрямків регматичної решітки в межах ДДП. На схемах і розах-діаграмах, складених для території палеорифту та по його окремих мегасегментах, за азимутальним розподілом різновікових сукупностей лінеamentів проаналізовано особливості реалізації регматичної решітки у геологічній історії і геологічному просторі палеорифту. На підставі інтерпретації систем розривів, виявлених у регіональному плані, на кругових розах-діаграмах виділено регіональні статистичні максимуми, які підлягають структурно-кінематичному і генетичному аналізу. З використанням окремих роз-діаграм, побудованих по чотирьох мегасегментах палеорифту, визначено також просторову орієнтацію субрегіональних азимутальних максимумів у системах розривів (рис. 2.5).

Проведена інтерпретація статистичних роз-діаграм азимутального розподілу напрямків регматичної решітки у системах розривів кристалічного фундаменту, осадового чохла та геоморфології денної поверхні палеорифту дозволила зробити наступні висновки:

1. У тектонічному каркасі палеорифту найбільший структурно-динамічний прояв мають шість пар взаємно-ортогональних азимутальних

напрямків планетарної решітки тріщинуватості, вздовж яких сформувалися дванадцять регіональних систем тектонічних розривів (СР) – №№ 1-12.

2. Найвиразнішим із них є напрямки північно-західної діагональної гілки планетарної решітки, де виразно проявлені СР 2, 3, 4. Менш чітко визначаються обидва напрямки ортогональної СР (1, 5, 6, 12), а найменш виразним є напрямок північно-східної гілки діагональної СР (7, 8, 9, 10).

3. Максимально проявлена північно-західна гілка діагональної системи вміщує два азимутальних максимуми – № 3 (291-312°) і № 4 (315-339°), які діагностовано як головні рифтогенні структуроутворюючі системи розривів.

По результатах інтерпретації кругових роздіаграм, складених по окремих сегментах ДДП, встановлено наступні субрегіональні особливості просторового розподілу азимутальних максимумів у дванадцяти регіональних системах розривів (рис. 2.5 в-е):

1. Чернігівський – СР 5, 6, 7;
2. Лохвицький – СР 5, 7, 8;
3. Ізюмський – СР 2, 9, 10, 12;
4. Західно-Донецький грабен – СР 1, 2, 5.

Головні структурно-динамічні напрямки регматичної решітки, що визначають особливості тектонічної будови палеорифту, надалі аналізувались із залученням картографічного матеріалу. Складались регіональні схеми розривної тектоніки по окремих комплексах платформного осадового чохла, просторовий розподіл субрегіональних азимутальних максимумів у системах розривів визначався також по окремих сегментах. Отримані дані з азимутального розташування головних структурно-динамічних напрямків, визначених на статистичних розах-діаграмах, покладено в основу тектонічних схем просторового розподілу головних систем рифтогенних розривів у регіональному плані докембрійського фундаменту і верхньовізейського комплексу осадового чохла (рис. 3.14, 3.15). Структурно-кінематичний аналіз рифтогенних систем розривів проведено з використанням схеми кінематичної діагностики структурних

парагенезів зон сколювання. У структурі палеорифту ідентифіковано горизонтально-зсувний структурний рисунок, характерний для внутрішньої будови деформаційної зони сколювання (рис. 2.4), на підставі чого зроблено висновок про формування в межах древнього грабена та накладеного на нього рифту зсувного за типом осадового басейна.

Наступним кроком є складання тектонічних схем по окремих різновікових структурних поверхнях для вивчення особливостей просторового розподілу рифтогенних систем розломів у структурі окремих мегасегментів палеорифту (рис. 3.2, 3.3). За їх допомогою встановлено неузгодженість структурних рисунків і кінематики тектонічних рухів вздовж систем розривів. Найбільш виразні неузгодження у рифтогенному структурному плані встановлено вздовж трас Західно-Інгулецького, Верховцівсько-Льговського глибинного розлому, який відокремлює Північно-Західну мікроплиту від Південно-Східної, та Балаклійсько-Синельниківського поперечних глибинних розломів. Таким чином було підтверджено коректність запропонованої в роботі моделі тектонічної сегментації палеорифту у складі чотирьох мегасегментів, що розділяються трьома вищевказаними зонами горизонтально-зсувного контролю (рис. 3.2).

Для вивчення особливостей просторового розподілу рифтогенної решітки тектонітів складались порівняльні схеми двох головних азимутальних систем розривів, встановлених у кристалічному фундаменті і верхньовізейському комплексі у межах чотирьох мегасегментів ДДП (рис. 3.3, 3.4).

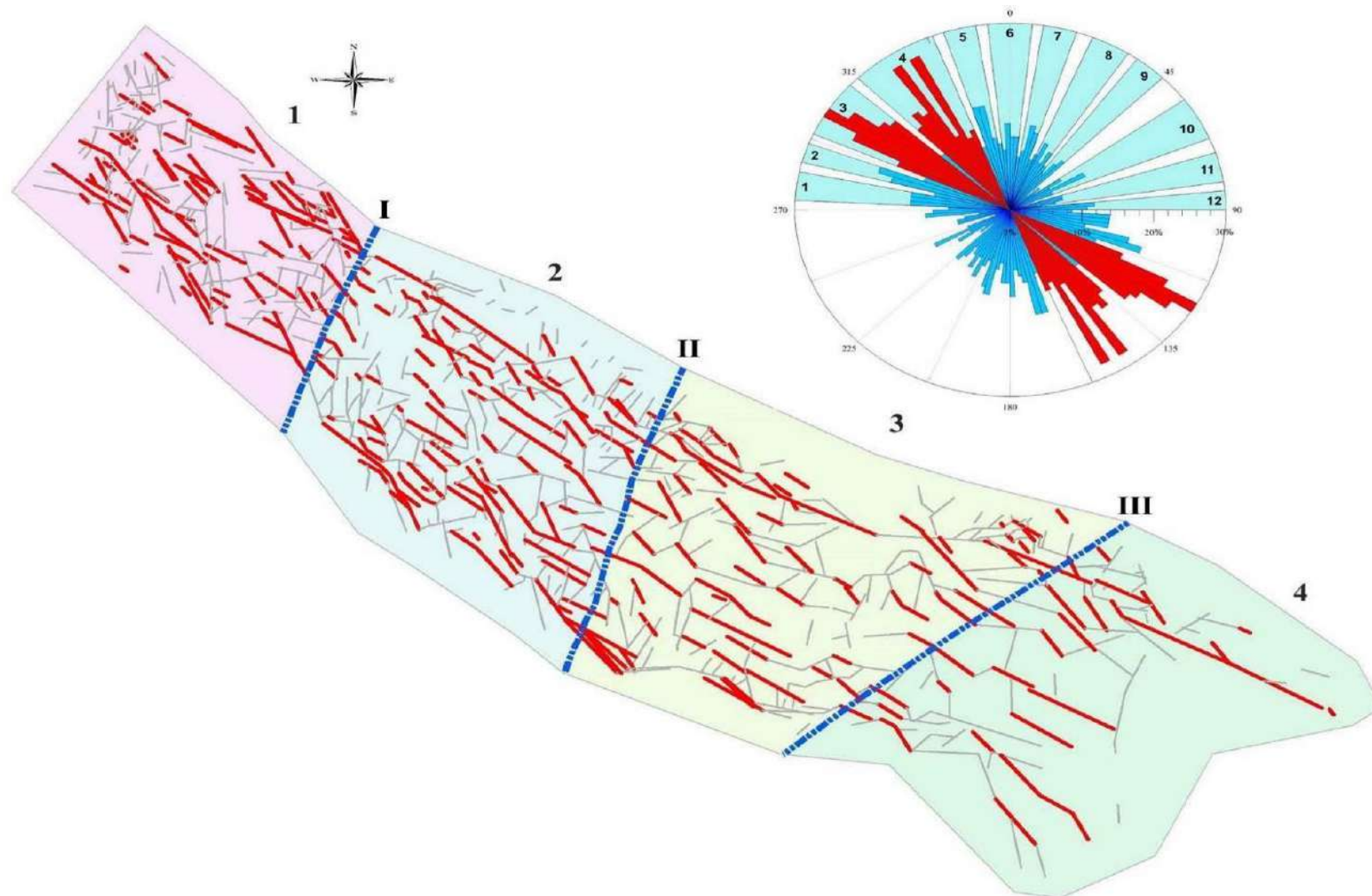


Рис. 3.2 Схема просторового розподілу рифтогенної системи розломів у фундаменті Дніпровсько-Донецького палеорифту. Врізка –діагностика рифтогенної системи за азимутальними максимумами на круговій розі- діаграмі. Мегасегменти: 1 – Чернігівський, 2 – Лохвицький, 3–Ізюмський, 4– Західно-Донецький грабен. Міжсегментні зони розломів: I – Західноінгулецька, II – Верховцівсько-Львівська, III – Центральнопіриазовсько-Слов'яногірська.

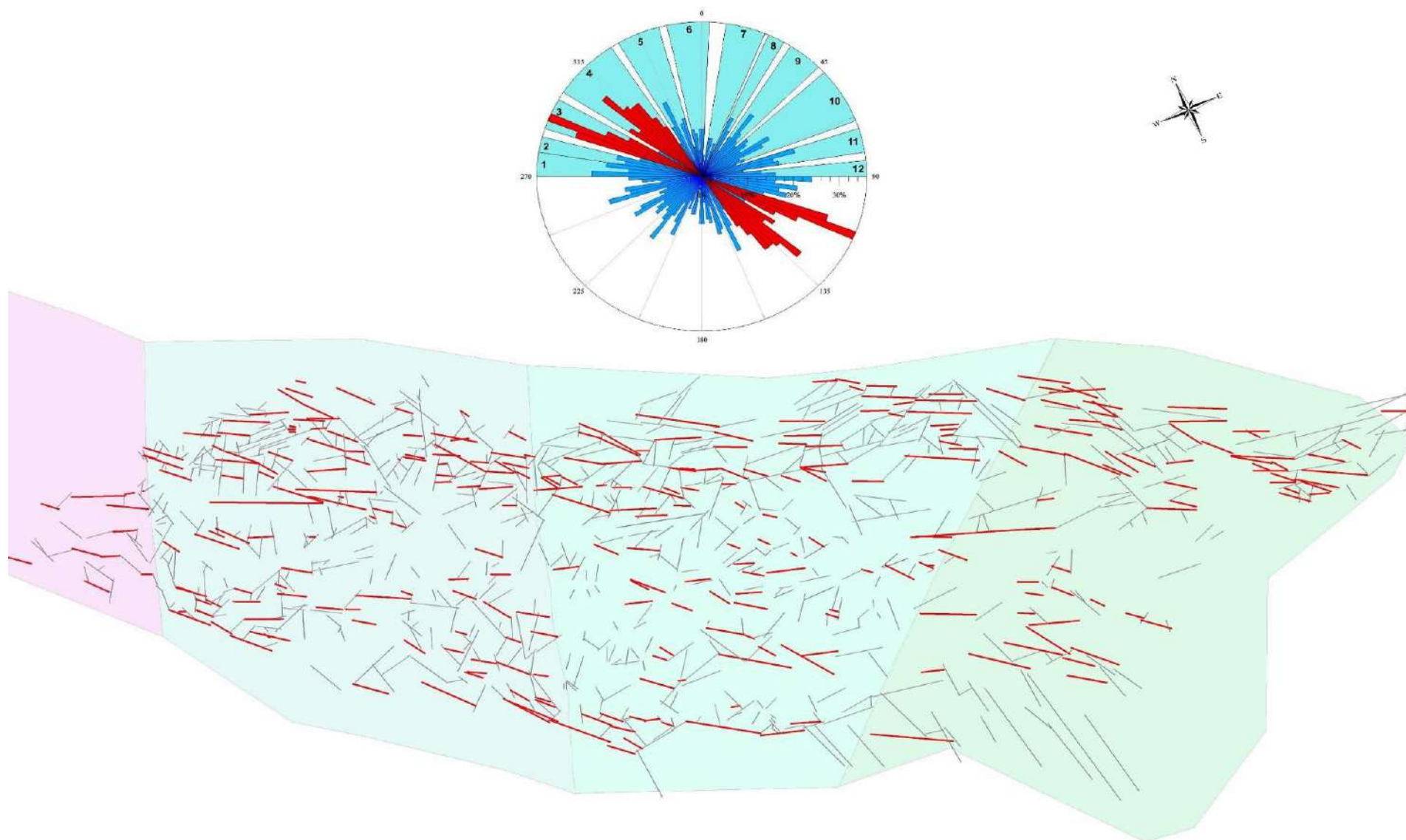


Рис. 3.3 Схема просторового розподілу рифтогенної системи розломів у верхньовізейському комплексі Дніпровсько-Донецького палеорифту. Врізка – діагностика рифтогенної системи за азимутальними максимумами на круговій розі-діаграмі.

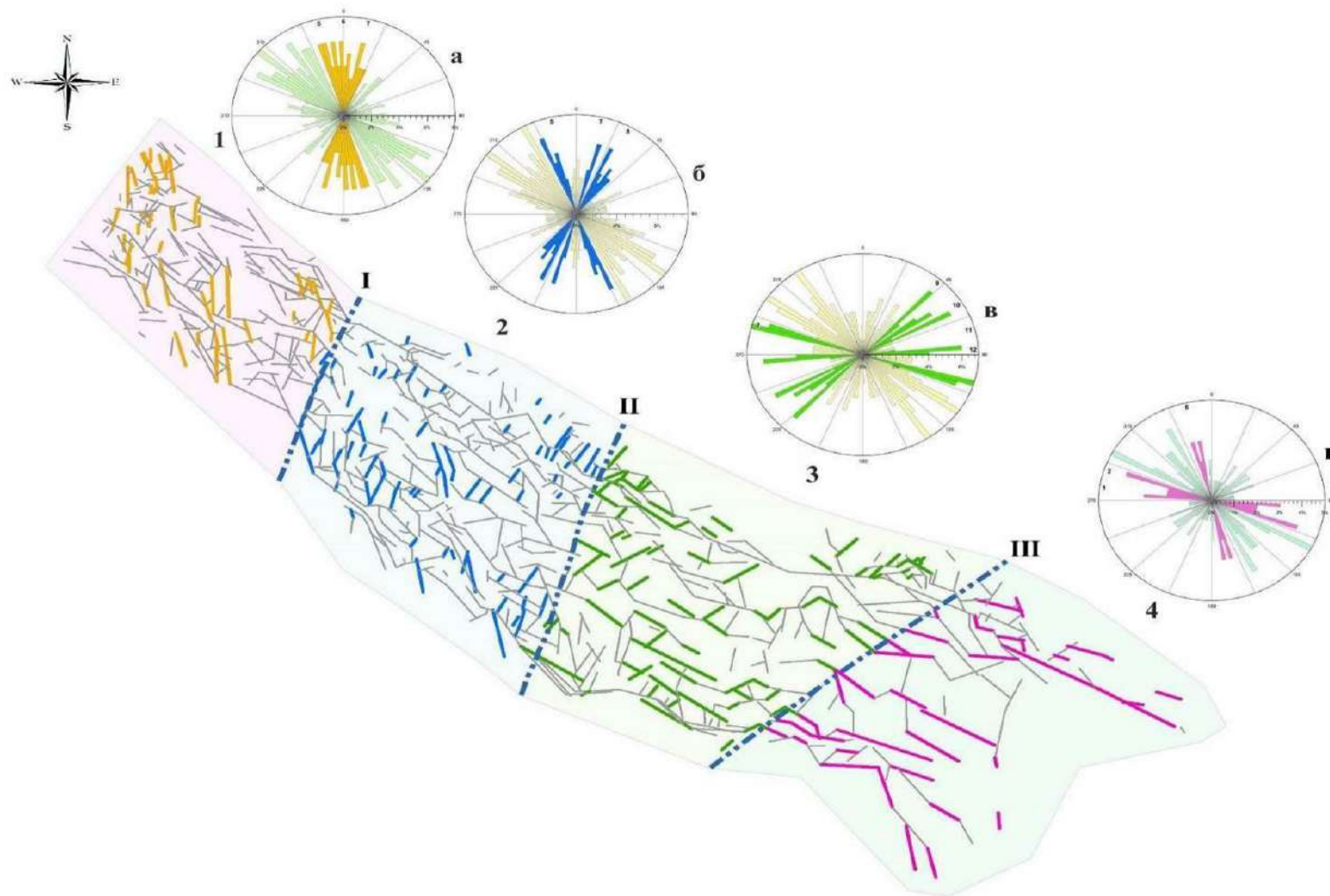


Рис. 3.4 Схема просторового розподілу рифтогенних систем розривів кристалічного фундаменту в межах мегасегментів Дніпровсько-Донецького палеорифту. Врізка: а-г- діагностика азимутальних максимумів на кругових розах- діаграмах у межах мегасегментів: 1 – Чернігівський, 2 – Лохвицький, 3 –Ізюмський, 4 –Західно-Донецький грабен. Міжсегментні зони розломів: І– Західноінгулецька, ІІ – Верховцівсько-Льговська, ІІІ –. Центральнопriaзовсько-Слов'яногірська

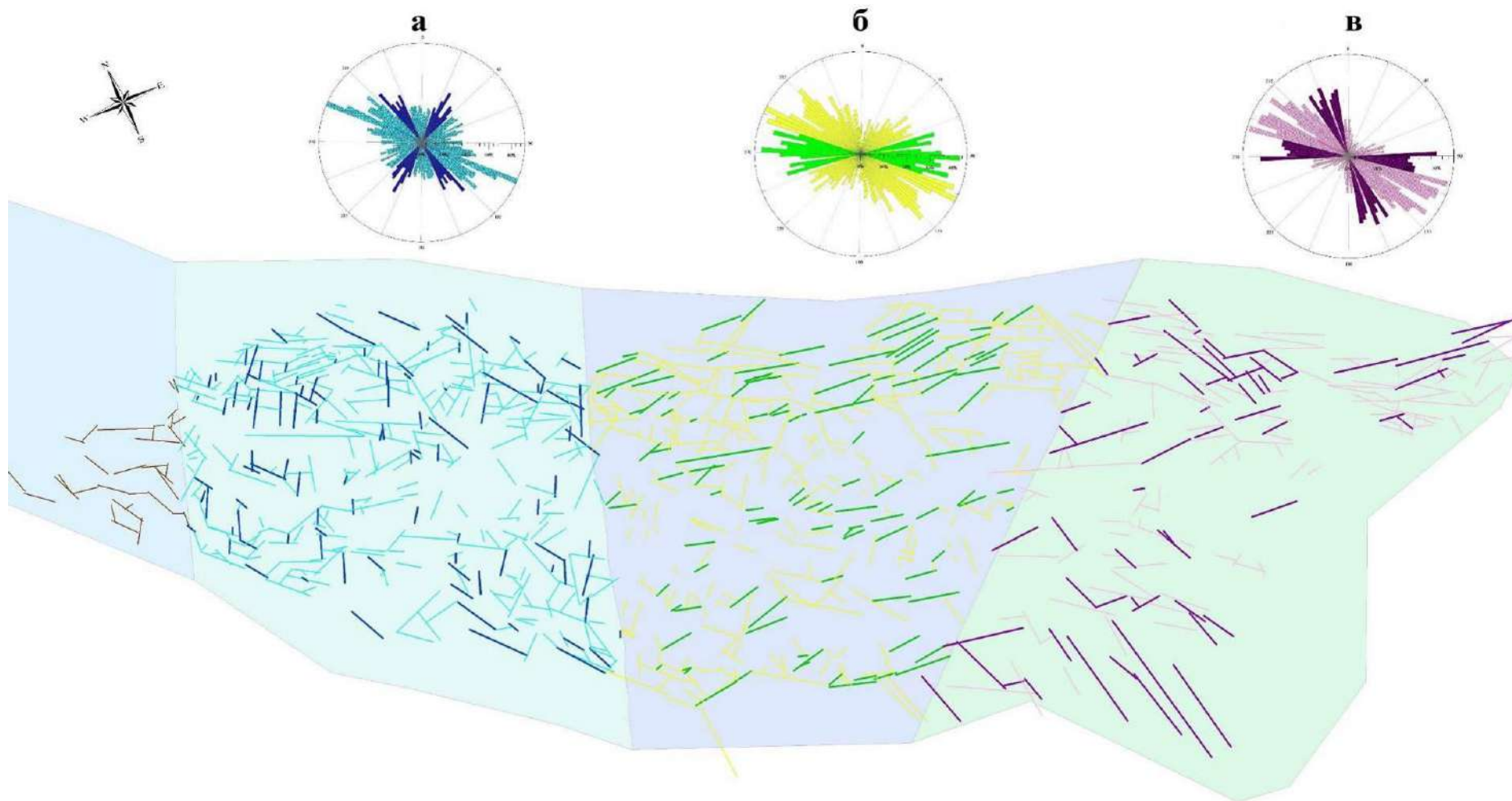


Рис. 3.5 Схема просторового розподілу головних азимутальних систем розривів у верхньовізейському комплексі у межах мегасегментів Дніпровсько-Донецького палеорифту. Врізка: а-в – статистичні азимутальні максимуми, визначені на кругових розах-діаграмах по відповідних мегасегментах: а: 1 – Лохвицький, 2 – Ізюмський, 3 – Західно-Донецький грабен.

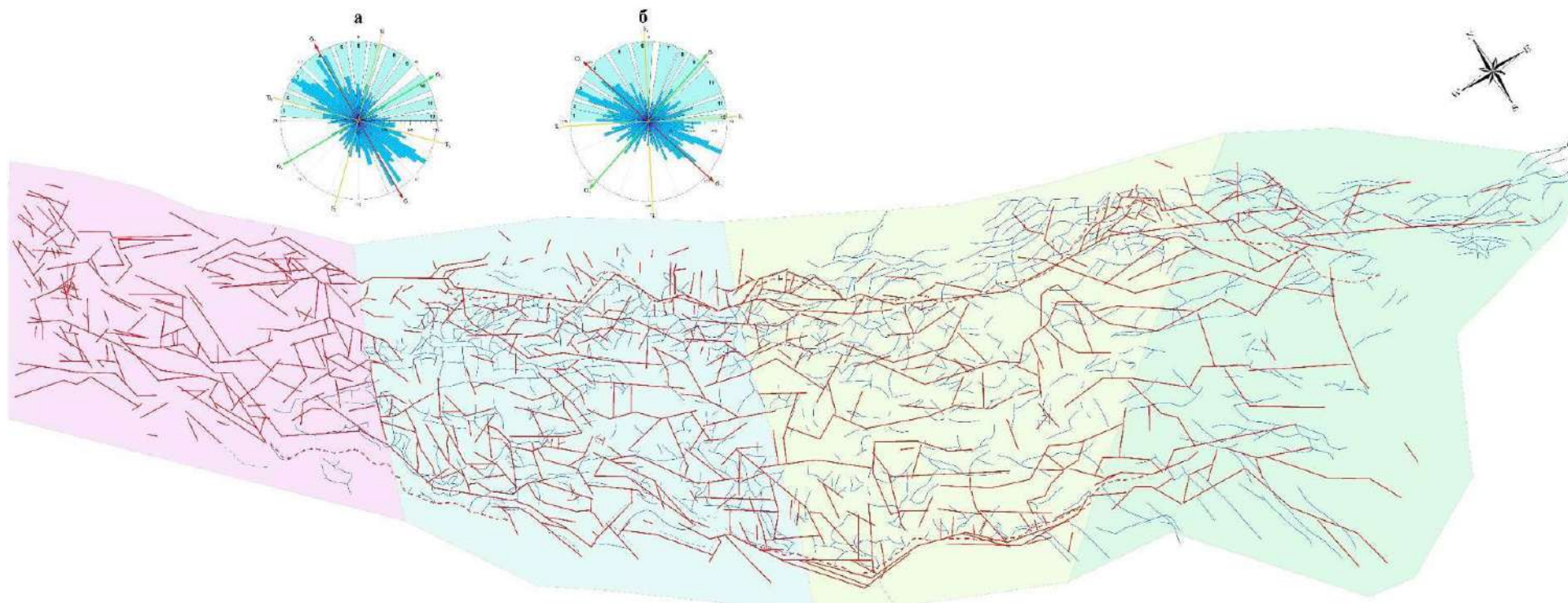


Рис. 3.6 Порівняльна схема розривної тектоніки докембрійського фундаменту (лінеаменти червоного кольору) та верхньовізейського комплексу осадового чохла (лінеаменти блакитного кольору) Дніпровсько-Донецького палеорифту.

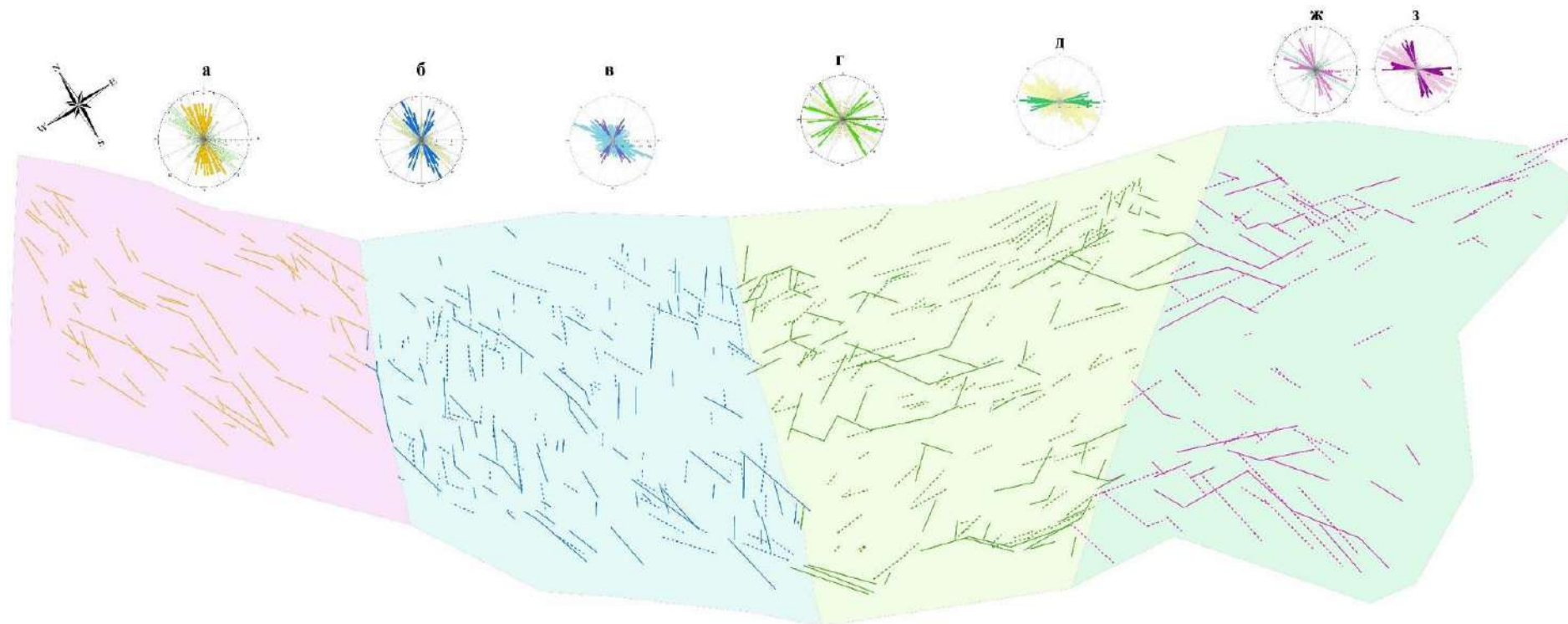


Рис. 3. 7 Порівняльна схема розподілу головних рифтогенних систем розривів у кристалічному фундаменті і верхньовізейському комплексі у межах мегасегментів Дніпровсько-Донецького палеорифту. Врізка: а-г – статистичні азимутальні максимуми на кругових розах-діаграмах по відповідних мегасегментах: а – Чернігівський, б, в – Лохвицький, г, д – Ізюмський, ж, з – Західно-Донецький грабен: а, б, г, ж – у кристалічному фундаменті; в, д, з – у верхньовізейському комплексі осадового чохла.

підтвердив наявність горизонтально-зсувного структурного рисунку деформацій у рифтогенних системах розривів.

По результатах структурно-кінематичного і парагенетичного аналізу різновікових систем розривів, з урахуванням встановленої кінематики і генетичних типів трансрегіональних глибинних розломів, визначено структурно-динамічні та морфолого-кінематичні характеристики різновікових систем розривів у регіональному плані та у межах поперечних мегасегментів палеорифту (рис. 3.4, 3.5, 3.6, 3.7). На цих підставах було отримано вихідні аналітичні тектонофізичні дані до реконструкції головних параметрів напружено-деформованого стану континентальної земної кори і моделювання системної організації регіональної тектоніки консолідованого фундаменту і осадового чохла ДДП. Ці дані було використано для складання схеми просторового розподілу планетарних систем тріщинуватості і періодичності змін генетичних типів систем розривів у геохронології фанерозою у палеорифті (рис. 2.14). У свою чергу, дану схему покладено в основу принципової схеми природного механізму просторово-часової інверсії головних осей поля напруг та основних етапів формування структурних планів у геодинамічній еволюції палеорифту (рис. 2.15).

Таким чином, встановлено, що структурно-кінематична еволюція земної кори ДДП на протязі епох тектогенезу у геохронології фанерозою була зумовлена інверсіями параметрів поля тектонічних напруг. Кожна нова фаза тектогенезу супроводжувалися певними змінами структурної виразності, механізмом деформацій та кінематикою рухів у різновікових системах розломів докембрійського фундаменту і осадового чохла палеорифту, відбиваючись у змінах структурних рисунків решітки тектонічних порушень та генетичних типах деформаційних структурних парагенезів. Через це відбувалися відповідні трансформації первинного, рифтогенного розломно-блокового каркасу та формування молодших дислокаційних структурних планів палеорифту.

3.2 Реконструкція напружено-деформованого стану земної кори на етапах структурно-кінематичної еволюції палеорифту у фанерозої

Реконструкція геодинамічних умов структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори палеорифту— це актуальне теоретичне питання регіональної геотектоніки, вирішення якого матиме вплив на теорію і практику геолого-розвідувальних робіт на нафту і газ. Історія геологічного розвитку ДДП охоплює декілька змін контрастних геодинамічних обстановок:

- палеопротерозойську колізію літосферних плит СЄП - Фенноскандії і Сарматії у режимі транспресії із об'єднанням первинних мікроплит (мегаблоків) УЩ і ВА;
- епіконтинентальний рифтогенез у ранньому рифеї – пізньому девоні-карбоні в геодинамічній обстановці розсування земної кори Сарматської плити і утворенням грабен-рифтової структури;
- платформний пізньогерцинський тектогенез з формуванням в осадовому басейні лінійних складчастих зон на тлі загального синеклізного прогинання;
- мезо-кайнозойську тектонічну активізацію на фоні загально-плитного колізійного стискання із деформаційним структуроутворенням під впливом зсувної тектоніки і соляного діапїризму.

На підставі даних тектонофізичного аналізу розломних систем та деформаційних структур доведено, що кожна нова епоха тектогенезу у фанерозої в ДДП супроводжувалася ускладненням, або навіть руйнуванням попереднього і утворенням нового структурного плану палеорифту. Причому трансформації його структури були зумовлені інверсією головних параметрів поля тектонічних напруг і супроводжувались відповідними змінами структурної виразності, генетичного типу і кінематики різновікових систем

розривів фундаменту і осадового чохла палеорифту. Показано також, що інверсійні структурні трансформації доволі впевнено відбиваються у характерних структурних рисунках систем розривів і вторинних деформаційних структурах, геодинамічні умови формування яких є головним предметом дисертаційних досліджень.

На підставі структурно-кінематичного та структурно-парагенетичного аналізу структурних рисунків різновікових решіток розривних порушень вивчалася морфологія, кінематичні механізми і генетичні типи прирозломних деформаційних структурних парагенезів. Із використанням схем структурно-генетичних індикаторів систем тріщинуватості, що виникають через природні тектонічні деформації геомас гірських порід, та кінематичної діагностики горизонтально-зсувних парагенезів зон сколювання (рис. 2.2, 2.3, 2.4) визначалися еталонні структурні рисунки окремих генетичних типів систем розривів.

З урахуванням еталонних структурних рисунків і встановленої кінематики систем розривів, на структурних картах і схемах розломної тектоніки, складених по окремих досліджуваних поверхнях, вирішувалась зворотна задача реконструкції тектонічного режиму і азимутальної орієнтації напрямків головних осей тензору поля палеонапруг. Кінематика розривних порушень встановлювалася по результатах вивчення їх площин у вертикальних перетинах сейсмічних профілів. На підставі отриманих даних у структурних планах фундаменту та окремих осадових комплексів чохла відновлювалися головні параметри поля тектонічних напруг рифтового етапу та окремих фаз тектогенезу етапів платформної тектонічної активізації.

Головні параметри напружено-деформованого стану земної кори рифтового етапу визначались і контролювались із врахуванням кінематичних і морфолого-генетичних характеристик зон трансрегіональних глибинних розломів – Кіровоградської, Західноінгулецької, Криворізько-Кременчуцької, Одеської, Оріхово-Павлоградської, Балаклійсько-Синельниківської, Центральноприазовсько-Слов'яногірської і глибинних шовних зон – Херсон –

Смоленськ, Донецьк – Брянськ, які перетинають Дніпровський грабен з УЩ і далі простягаються у межі ВА, де вони вивчені польовими тектонофізичними методами [42, 80, 116, 117].

Просторовий розподіл головних параметрів поля тектонічних палеонапруг рифтового етапу детально визначався за допомогою аналізу тектонічних схем і структурних карт рифтогенних комплексів (рис. 3.2-3.8). Реконструкція азимутального розташування головних осей поля тектонічних напруг і деформацій на інверсійних етапах здійснювалася окремо для герцинської, ларамійської та аттичної фаз тектонічної активізації палеорифту з використанням тектонічних схем і структурних карт пострифтових осадових комплексів платформного чохла (рис. 3.9, 3.10).

На заключному етапі реконструкції виконувався порівняльний аналіз просторового розподілу головних параметрів геодинамічного поля у рифтогенних і пострифтових системах розривів. Для цього додатково складались порівняльні тектонічні схеми, на яких досліджувались кінематичні механізми геодинамічної інверсії головних осей поля тектонічних напруг на протязі рифтового та інверсійних етапів еволюції (рис. 2.7, 3.11, 3.12).

Результати порівняльного аналізу кругових статистичних роз-діаграм азимутального розподілу систем розривів у докембрійському фундаменті, осадових комплексах платформного чохла та в денній поверхні свідчить про різку просторову невідповідність структурних напрямків син- і пострифтових деформацій у структурі палеорифту. Встановлено, що на етапі рифтінгу за напрямком діагональної системи розривів СР4 розташовувалась вісь проміжніх напруг стиснення σ_2 , натомість на колізійному етапі за цим напрямком розміщувалась вісь τ_1 дотичних напруг. На рифтовому етапі уздовж системи розривів СР10 розташовувалась вісь σ_3 головних нормальних напруг розтягу. Проте на колізійному етапі, починаючи з раннього мезозою уздовж неї була орієнтована взаємно-ортогональна до τ_1 парна вісь τ_2 .

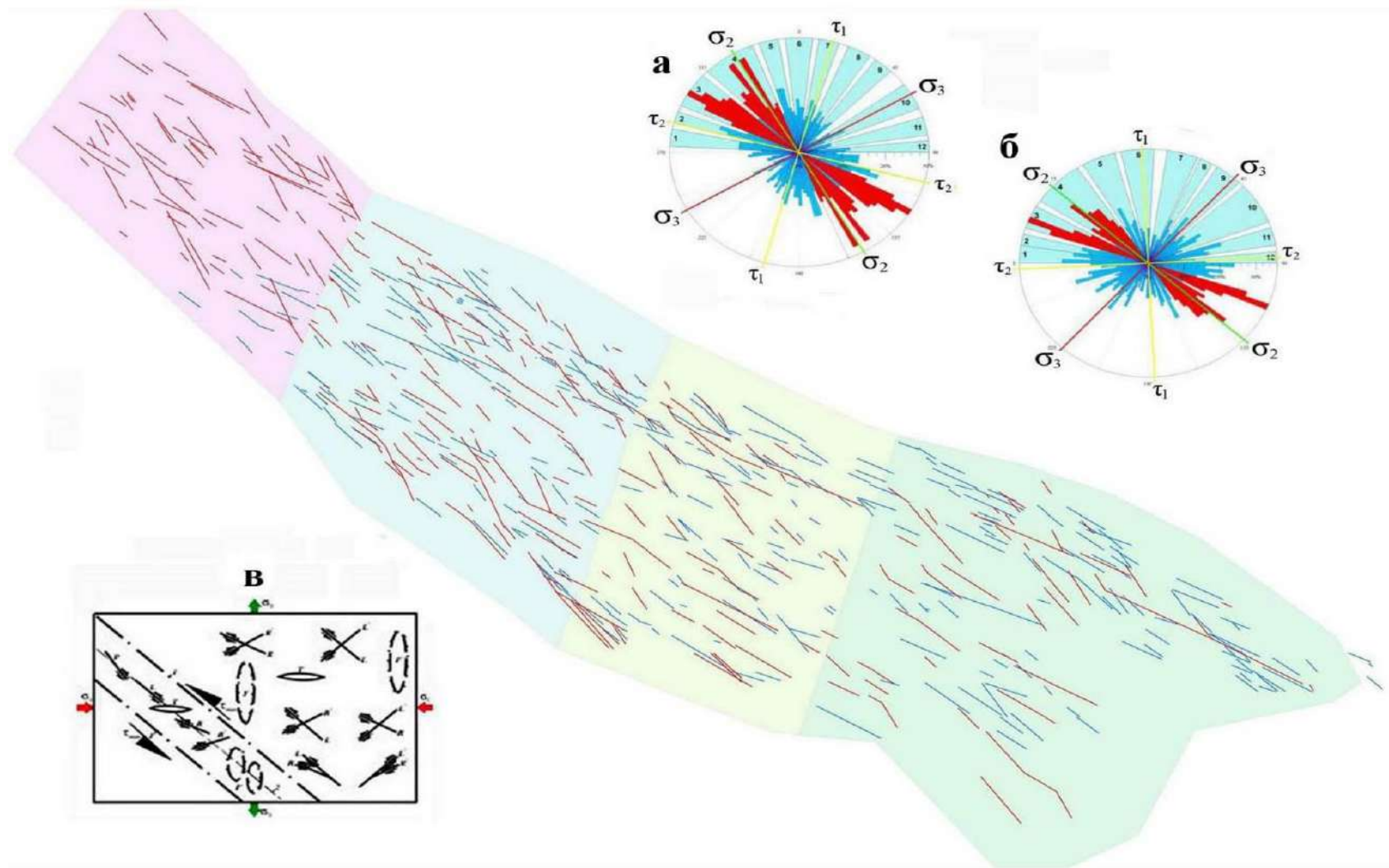


Рис. 3.8 Порівняльна схема просторового розподілу рифтогенної системи розривів докембрійського фундаменту та верхньовізейського комплексу осадового чохла Дніпровсько-Донецького палеорифту. Врізка: а, б – діагностика головних осей поля напруг рифтового етапу на кругових розах-діаграмах: а – фундаменту, б – осадового чохла; в- схема вторинних структур, утворених у деформаційних зонах сколювання, за С.С. Стояновим (1975).

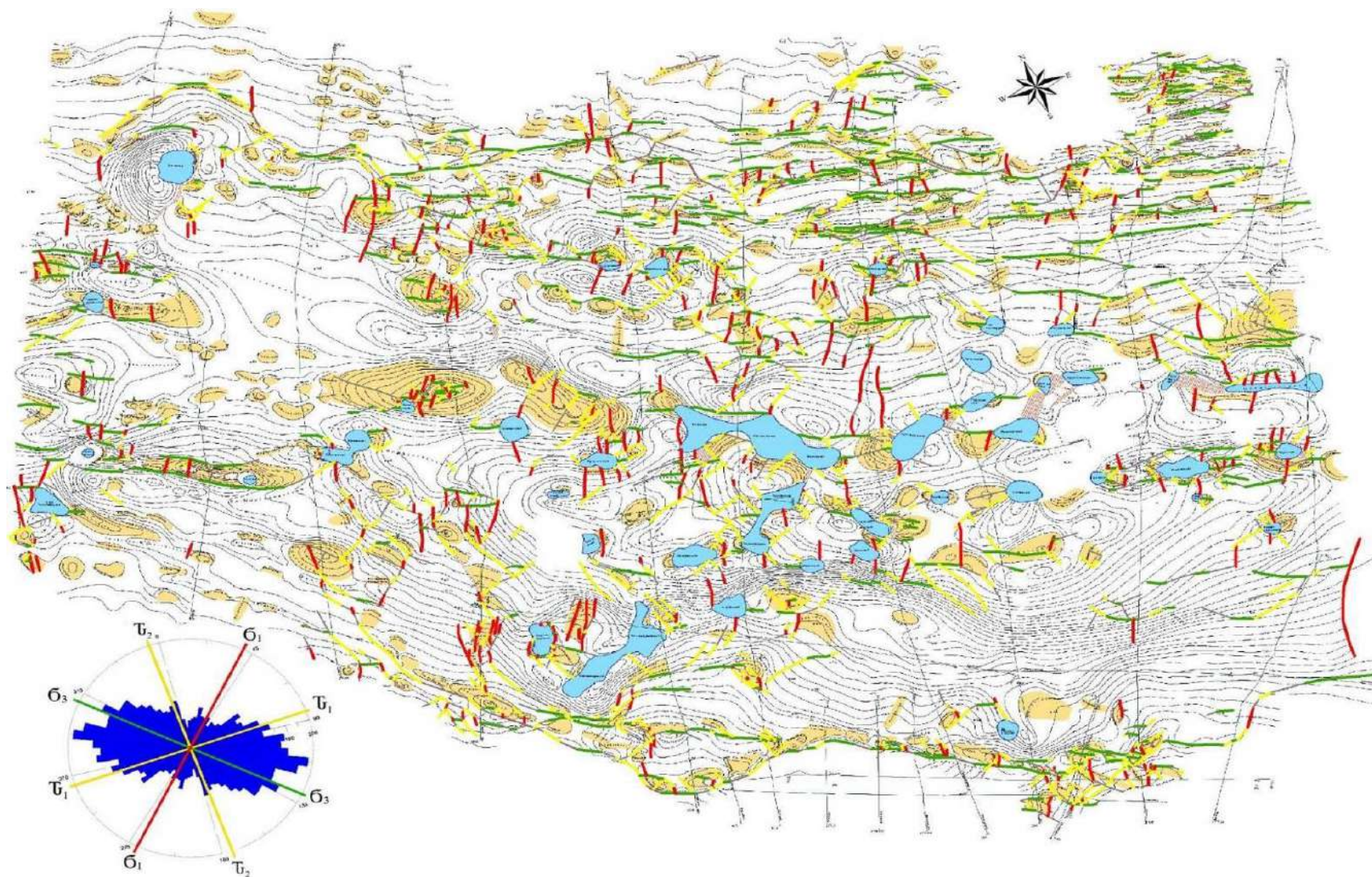


Рис. 3.9 Реконструкція головних осей поля тектонічних напруг у системах розривів осадового чохла в центральній частині Дніпровсько-Донецького палеорифту на структурній карті підосви башкирського ярусу середнього карбону. Врізка: кругова роза-діаграма азимутального розподілу систем розломів башкирського ярусу середнього карбону.

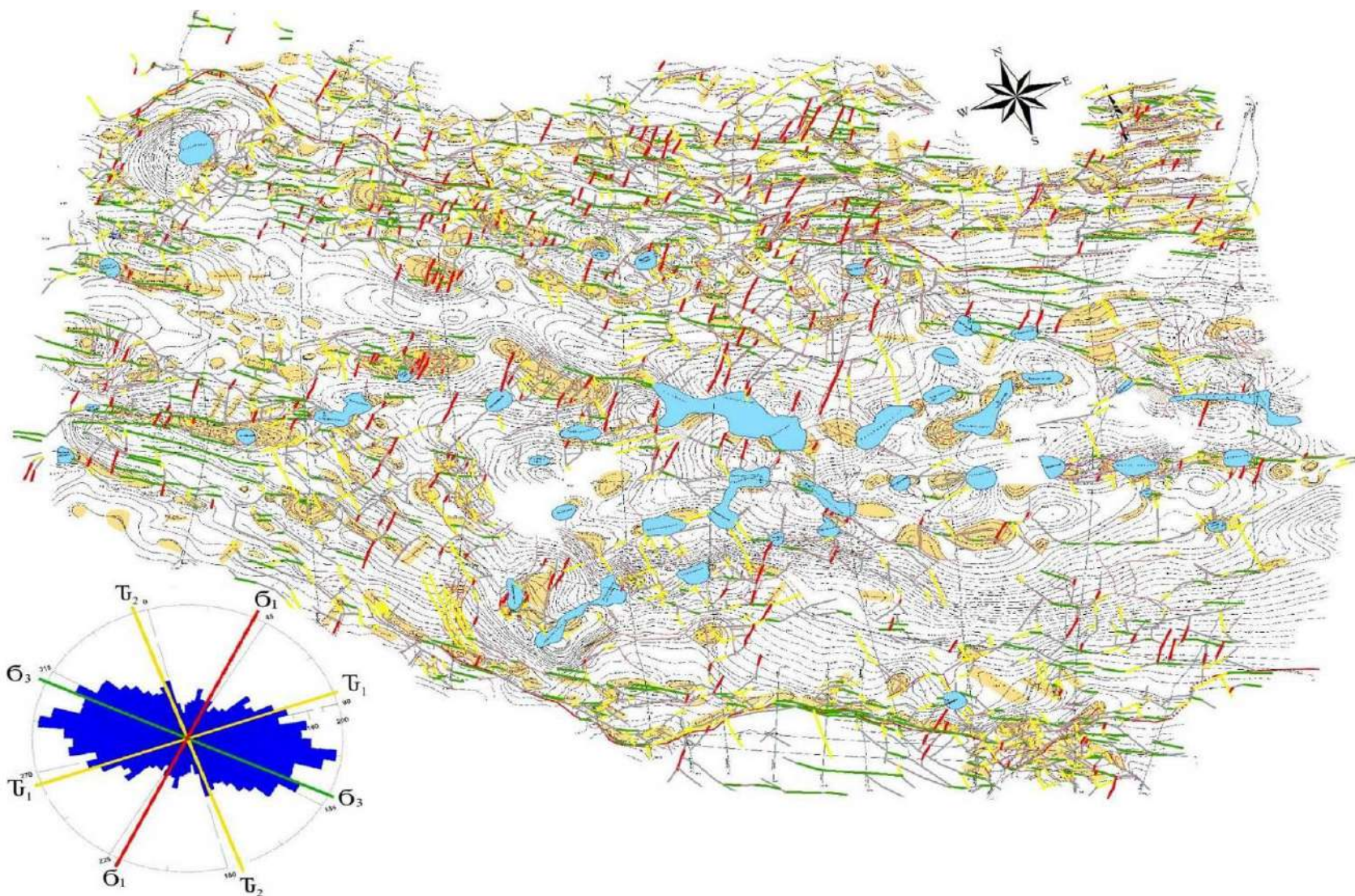


Рис. 3.10 Реконструкція головних осей поля тектонічних напруг у системах розривів осадового чохла в центральній частині Дніпровсько-Донецького палеорифту на структурній карті верхньосерпуховського комплексу нижнього карбону. Врізка: кругова роза-діаграма азимутального розподілу систем розривів у верхньосерпуховському під'ярусі нижнього карбону.

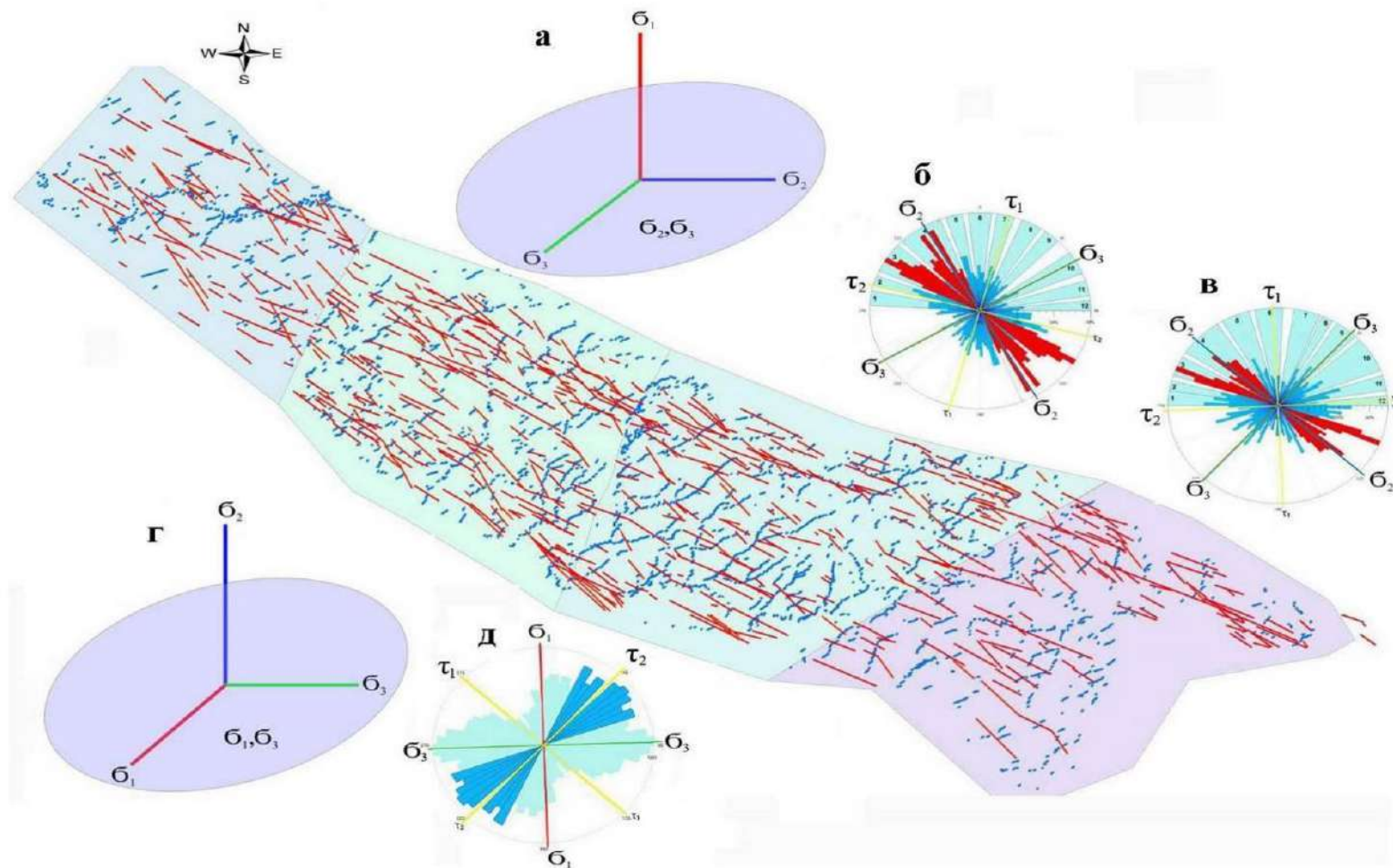


Рис. 3. 11 Порівняльна схема просторового розподілу рифтогенних і пострифтових діагональних систем розривів і головних осей поля напруг у докембрійському фундаменті, осадовому чохлі і орогідрографії Дніпровсько-Донецького палеорифту. На візках: а, г – принципові схеми напружено- деформаційного стану земної кори рифтового і колізійного етапів еволюції; б, в, д – визначення головних осей тектонічного поля напруг на розах діаграмах азимутального розташування систем розривів у: б – фундаменті; в – в осадовому чохлі; д- рельєфі денної поверхні палеорифту.

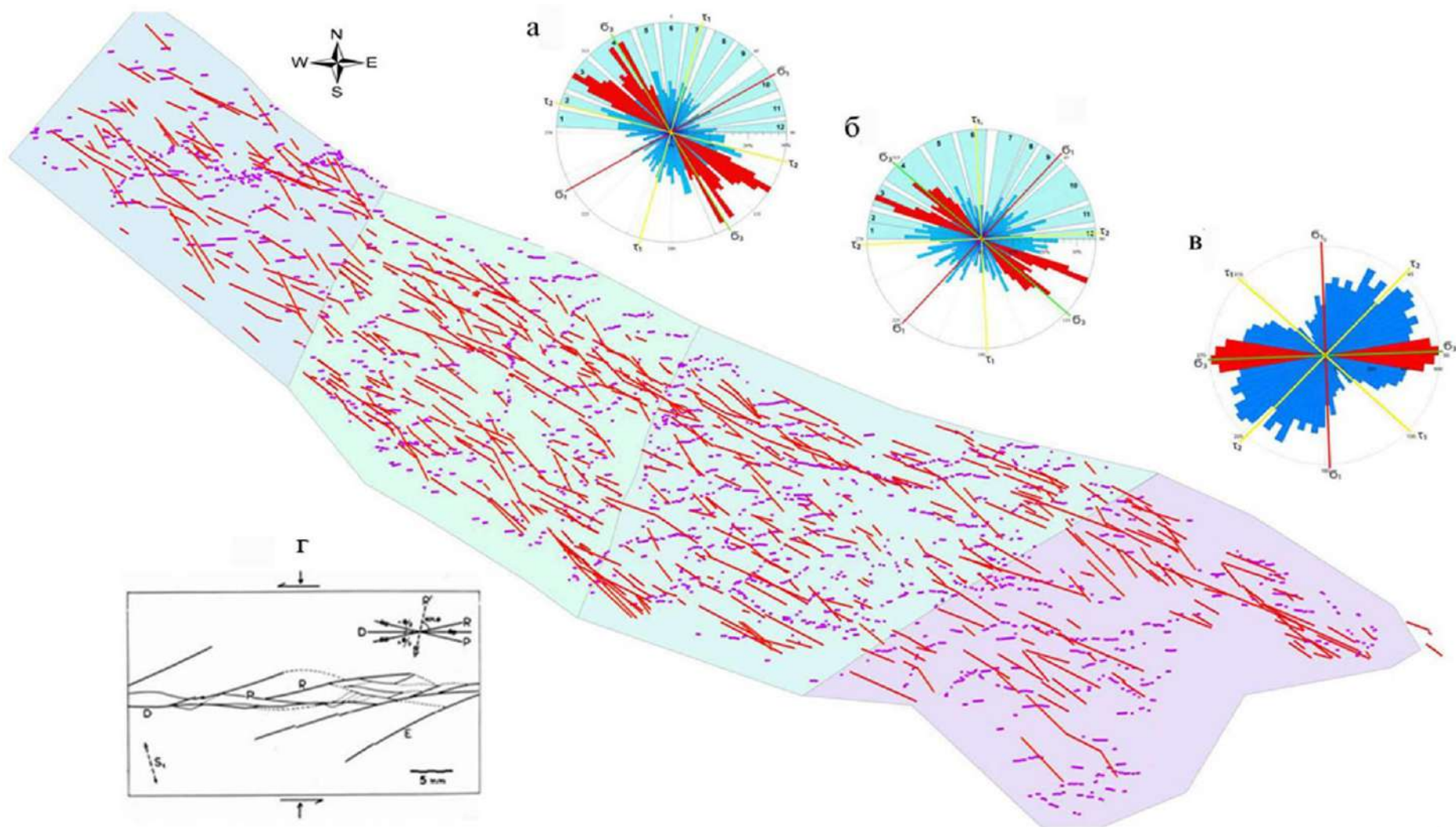


Рис. 3.12 Порівняльна схема просторового розподілу рифтогенних діагональних і постріфтових ортогональних систем розривів у фундаменті, осадовому чохла та орогідрографії Дніпровсько-Донецького палеорифту. На візках: а-в- відновлення головних осей поля напруг на розах-діаграмах азимутального розташування систем розривів: а- фундаменту; б- осадового чохла; в- сучасному рельєфі; г- експериментальна модель горизонтального зсування шару глини за Н. Cloos (1955).

Встановлено, що геодинамічна інверсія параметрів поля тектонічних напруг відбувалася за кінематичним механізмом, що полягає у переміщенні головних осей в напрямку проти годинникової стрілки з азимутальним періодом $\sim 15^\circ$. Завдяки такому природному механізму загальний кут переміщення осей напруг на протязі від пізнього рифею до антропогену склав близько 60° (рис. 2.7, 2.8, 2.9, 2.12). Просторово-часовою інверсією осей тектонічних напруг обумовлено формування на протязі геологічної еволюції трьох окремих систем деформацій: рифтової ($PR_2 - C_1$), платформної ($C_2 - P$) і колізійної ($MZ - KZ$) (рис. 2.13).

Встановлено, що природний кінематичний механізм інверсії головних осей регіонального поля тектонічних напруг зумовлює закономірну періодичність змін головних структурно-динамічних напрямків і кінематики рухів та формування окремих планів складчастих деформацій за решітками тектонітів у дислокаційних поверхах осадового чохла. Через це рифтогенна решітка тектонітів, якою контролювалася системна організація розломно-блокової тектоніки ДДП, на етапах платформної тектонічної активізації була ускладнена новоствореними решітками тектонітів інверсійних етапів структурної еволюції земної кори. Отримані дані покладено в основу розробки концептуальних схем просторово-часової інверсії головних параметрів поля тектонічних напруг і деформацій (рис. 2.14) та структурно-кінематичної еволюції континентальної земної кори палеорифту і зміни структурних планів деформацій у фанерозої (рис. 2.15). Рекомендується її використання як основи для удосконалення схем тектонічного і нафтогазогеологічного районування, а також геодинамічної моделі ДДП, які враховуватимуть інверсійні перебудови рифтогенної геоструктури.

3.3 Висновки до третього розділу

1. Встановлено дванадцять напрямків планетарної решітки тріщинуватості, реалізованих в азимутальних напрямках: 1) 273-279 і 9-18°;

2) 282-288 і 24-30°; 3) 291-312 і 39-45°; 4) 315-339 і 54-63°; 5) 342-351 і 72-78°; 6) 354-6 і 84-90°. Найкраще структурно-динамічно проявленою є північно-західна діагональна система розривів (СР 3, 4) менш проявлені північно-східна діагональна (СР 8, 9, 10) та субширотна (СР 1, 2, 11, 12), найгірше – меридіональна (СР 5, 6, 7). Північно-західна діагональна система вміщує два яскраво виразних азимутальних максимуми – СР 3 (291–312°), 4 (315–339°). Ця решітка тектонітів має типовий для внутрішньої будови деформаційної зони сколювання горизонтально-зсувний рисунок, через це рифтогенна структура ДДП, з точки зору тектонофізики, розглядається внутрішньо-платформною деформаційною лінійною мегазоною сколювання.

2. Досліджено природне явище просторово-часової інверсії параметрів регіонального поля тектонічних напруг у фанерозої. Визначено загальний напрямок та кінематичний механізм геодинамічної інверсії, що полягає у зміщенні осей тектонічних напруг у напрямку проти годинникової стрілки з азимутальним періодом $\sim 15^\circ$, при їх загальному переміщенні на $\sim 60^\circ$ на протязі фанерозою. Інверсія азимутального розподілу осей поля напруг визначила просторово-часову інверсію генетичних типів тектонічних порушень, напрямків та кінематики рухів за решітками різновікових тектонітів, що зумовило формування трьох окремих систем деформацій: рифтової (PR₃ – C₂), платформної (C₃ – P) та колізійної (MZ – KZ).

Основні положення даного розділу викладені у публікаціях автора:

1. Барташук О.В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу // *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2017, вип. 47, С. 7-17. Наукометрична база – Web of Science.
2. Барташук О.В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 3. Структурно-кінематичні парагенези тектонічної течії зон горизонтально-

здвигових дислокацій // *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна. Серія "Геологія. Географія. Екологія"*, 2018, вип. 48, С. 12-27. Наукометрична база – Web of Science.

3. Барташук О.В. Структурні прояви об'ємної тектонічної рухомості кристалічного фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту // *Тектоніка і стратиграфія*, 2018, вип. 45, С.40-52.

4. Барташук О. В. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Доповіді НАНУ*, 2019. – № 3. – С. 62-71.

РОЗДІЛ 4. КІНЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОГО ПАЛЕОРИФТУ

Дослідження системної організації тектоніки консолідованого фундаменту та осадового чохла, перекритого у межах рифтогенних осадових басейнів потужним платформним чохлом, мають важливе теоретичне і прикладне значення для пізнання рушійних сил та природних механізмів структурно-кінематичної еволюції земної кори. Аналіз даних вивчення кінематичних механізмів деформаційного структуроформування з використанням методів тектонофізичного аналізу тектонічної тріщинуватості свідчить про визначну роль горизонтально-зсувних рухів та деформацій з ротаційною складовою рухів у рифтогенезі (підрозд.1.1).

Експериментальними та польовими тектонофізичними дослідженнями зсувної тектоніки встановлено, що найбільш виразними формами її прояву у земній корі є вторинні деформаційні структури, які формуються у тектонічних зонах сколювання. Класичні експерименти з моделювання зон сколювання виконані Н. Cloos (1928), W. Riedel (1929), L. Moody, M. Hill (1956), M. Chinneri (1966) [118], J. Tchalenko (1970) [119], С. Стояновим (1977), М. Гзовським (1975), Н. Reading (1980) [120], Е. Cloos (1987) [121]. Польові і теоретичні дослідження зон горизонтальних переміщень по розломах виконані В. Буртманом та ін. (1963) [122], Є. Паталахою (1979), А. Радзивиллом (1979) [1123], О. Слензаком (1984) [124], В. Корчемагіним (1987), І. Чебаненком (1991) [125], С. Шерманом (1991), Л. Расцветаевим (1980) [126], О. Гінтовим (2005) [127], О. Тимурзієвим (2009).

Зсуви із горизонтальною та ротаційною компонентами рухів встановлено в межах усіх різновікових регіональних структурах на теренах України [125]. Регіональні крайові розломи – Барановицько-Астраханський та Прип'ятсько-Маницький діагностовано як скидо-зсуви правосторонньої кінематики. Максимальні амплітуди горизонтальних переміщень по їх окремих гілках досягають 5-7 км, при цьому загальна величина поздовжнього

зміщення південно-східної частини палеорифту від північно-західної оцінюється у 50-60 км. віднесені до підкидо-зсувного типу із лівою кінематикою і амплітудами Горизонтальні рухи вздовж меридіональних систем розломів – Криворізько-Кременчуцької, Західно-Інгулецької, Одеської, Балаклійсько-Синельниківської, Центральнопіриазовсько-Слов'яногірської складають до 25-35 км.

За даними досліджень докембрійського фундаменту, проведених в межах кристалічного масиву ВА та у північній прибортовій зоні ДДП, північне крайове порушення діагностовано скидо-зсувом [128]. Зроблено висновок про неодноразову активізацію горизонтально-зсувних рухів та дислокацій у системах розривів північного борту на етапах платформної активізації, особливо в ранній пермі, ранньому тріасі (коренівський час), палеоцені та міоцен-антропогені.

Встановлено, що практично всі системи розривів УЩ формувалися як зони горизонтального зсування [125, 129, 130]. Трансрегіональні поперечні глибинні розломи у геологічному просторі виходять за межі щита, а у розрізі занурюються у мантию не менше ніж на 100-200 км, перетинаючи всю літосферу, товщина якої становить 180-260 км. Існування таких древніх зон горизонтального зсування протяжністю у сотні кілометрів з амплітудою горизонтального зміщення крил від перших до десятків кілометрів пояснюється з позицій концепції мантийної конвекції, яка розпочалася у неоархеї-палеопротерозої. Показано, що західна і східна частини УЩ в археї і палеопротерозої розвивалися як окремі, не пов'язані між собою мікроплити, які розташовувалися на значній відстані одна від одної. У венді і на протязі фанерозою, як свідчить тектонофізичне вивчення планетарної тріщинуватості осадових комплексів у межах ДСС і Волино-Подільської плити УЩ [131], північний географічний полюс Землі перемістився з екваторіальних широт у сучасну позицію. Це вважається свідченням розвороту СЄП за годинниковою стрілкою приблизно на 90°, у тому числі кристалічних масивів УЩ і ВА, які до венду перебували у складі тектонічної структури Сарматської плити.

Встановлено, що регіональні та крупні зональні (магістральні) глибинні розломи ДДС та УЩ на Східному Приазов'ї мають істотну горизонтальну компоненту зміщення, причому поздовжні крайові та прибортові тектонічні порушення є зсуво-підкидами і зсуво-насувами, натомість більшість поперечних розривів є скидо-зсувами[42, 64]..

4.1 Реконструкція напружено-деформованого стану континентальної земної кори на етапі рифтингу

Геодинамічну ситуацію до початку рифтингу висвітлюють результати плито-тектонічних реконструкцій, проведених для території УЩ [127]. Показано, що формування меридіональних надглибинних розломів і швів у межах суміжних геоструктур ДДП та УЩ відбувалося синхронно, задовго до формування грабен-рифтової структури. Трансрегіональні поперечні розломні зони центральної та східної частин УЩ (Голованівська, Інгулецька, Криворізько-Кременчуцька, Оріхово-Павлоградська) що простягаються з території УЩ у межі ДДП формувалися від неогархей на протязі усього протерозойського еону.

В моделі передрифтового геодинамічного процесу відтворено структурно-кінематичну еволюцію континентальної земної кори прилеглої до ДДП з півдня території УЩ (рис. 4.1). Вона охоплювала етапи колізії із субдукцією кори та етапи спредінгу із наступним розсуванням континентальних мікроплит. Ці процеси відбувалися від початку палепротерозою до початку неопротерозою у межах прилягаючих до палеорифту Середньопридніпровського та Приазовського архейських мегаблоків кори, які відповідають Криворізько-Одеській та Придніпровсько-Приазовській континентальним мікроплитам УЩ. Передбачається, що горизонтальні різноспрямовані рухи мікроплит відбувалися за механізмом "косої колізії" у північно-східному і південно-західному азимутальних напрямках сучасної системи координат. Геодинамічні процеси конвергенції

та дивергенції земної кори супроводжувались формуванням складчастих колізійних швів, а згодом меридіональних складчастих Голованівської та Інгулецько-Криворізької шовних зон і Оріхово-Павлоградської зони сутур.

Згідно плейт-тектонічної моделі, у палео-геодинамічному колізійному процесі на УЩ приймали участь три архейські континентальні мікроплити – Росинсько-Бузька, Середньопридніпровська, Приазовська та дві субокеанічні мікроплити – Криворізько-Одеська і Придніпровсько-Приазовська (рис. 4.1. а). На першій стадії відбувався конвергентний процес закриття Криворізько-Одеського басейну за рахунок субдукції літосфери океанічних мікроплит під Середньопридніпровський та Приазовський мікроконтиненти. Рух плит був викликаний палеопротерозойським плюмом. Процес колізії завершився утворенням Оріхово-Павлоградської сутури і Голованівсько-Інгулецько-Криворізького колізійного шва (рис. 4.1.б).

На наступній стадії, через вторгнення нового плюму під новоствореним колізійним швом відбувався розсув Західної і Східної мікроплит. Наслідком дивергентного процесу було утворення Рошаківсько-Чечелеєвського трогу поміж Первомайською і Західноінгулецькою зонами (рис. 4.1.в). Через припинення діяльності плюму, відбувалося повторне зближення Західної і Східної мікроплит, яке призвело до формування Тальнівської і Криворізько-Кременчуцької зон розломів (рис. 4.1.г). На завершальній стадії, під дією нового плюму розпочався розсув Голованівсько-Інгулецько-Криворізького колізійного шва, результатом якого став його розподіл на дві окремі шовні зони – Голованівську та Інгулецько-Криворізьку. Ця плейт-тектонічна модель свідчить про значну первинну неоднорідність глибинної будови літосфери, на якій згодом закладалась рифтогенна структура ДДП.

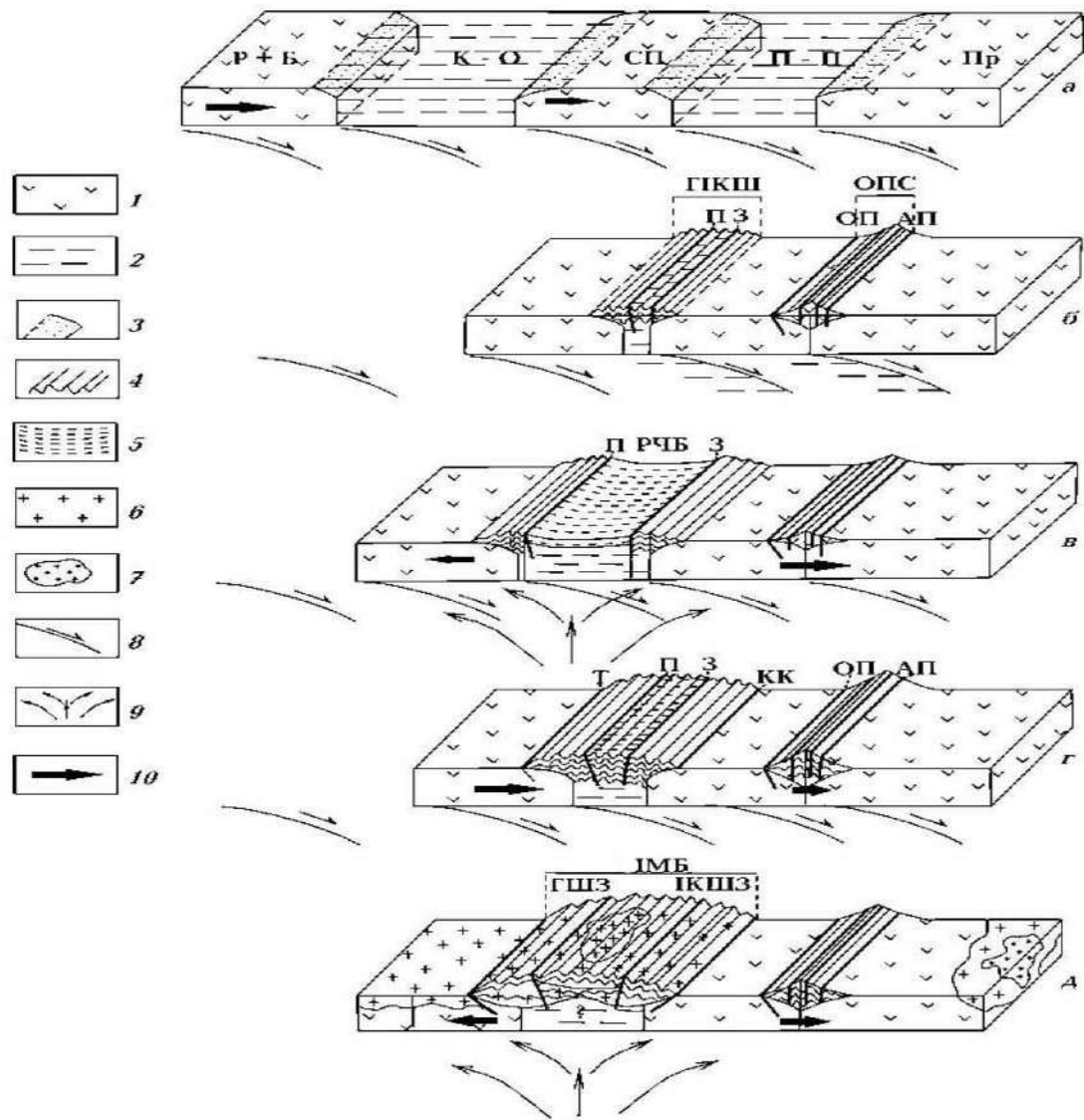


Рис. 4. 1 Палеогеодинамічні процеси на Українському Щиті у неопротерозої за О. Б. Гінтовим (2016).: а – д – стадії процесу; 1 – континентальні мікроплити, що складені AR-мегаблоками: Р+Б – Росинським і Бугським, СП – Середньопридніпровським, Приазовським; 2 – океанічні мікроплити: К-О – Криворізько-Одеська, П-П – Придніпровсько-Приазовська; 3 – теригенно-вулканогенні товщі континентальних околиць; 4 – колізійні шви; 5 – теригенно-вулканогенні товщі Рошахівського басейну; 6-7 – протерозойська гранітизація; 8-9 – напрямки руху мантійної речовини; 10 – напрямки руху мікроплит.

На південно-західній околиці ССП наприкінці каледонської епохи тектогенезу, у девонському періоді параметри внутрішньоплитного тектонічного поля напруг визначалися геодинамічною обстановкою загального розтягу континентальної земної кори [61-67]. Через первинну

неоднорідність глибинної будови земної кори [36, 80, 127] в тілі Сарматської плити закладалася тектонічно ослаблена зона північно-західного простягання, вздовж якої на території майбутньої рифтової системи ДДП формувалася протяжна лінійна деформаційна мегазона сколювання.

На цих підставах, північнозахідна діагональна система розломів СР 3, 4 ($291\text{--}312^\circ$, $315\text{--}339^\circ$) розглядається зародковим структурно-динамічним напрямком рифтогенного тектонічного каркасу. Причому, з точки зору тектонофізики, тектоніти утворені вздовж нього на передрифтовому етапі за генетичним типом діагностовано тріщинами сколювання. Натомість, на рифтовому етапі за системою цих тріщин утворилися тріщини відриву і згодом нормальні скиди, вздовж яких сформувалися бортові уступи - плечі первинної грабен-рифтової структури. Північносхідну діагональну систему розломів рифтогенного тектонічного каркасу СР 8, 9, 10 ($24\text{--}30^\circ$, $39\text{--}45^\circ$, $54\text{--}63^\circ$) діагностовано системою горизонтального розсування. З точки зору кінематичного механізму рифтингу уздовж неї на континентальній земній корі закладалися поперечні деформаційні зони сколювання, по яких розсувалися у різні боки плечі рифту.

Відомо три головні типи напружено-деформованого стану земної кори [132] (рис. 4.2). Перший – рифтовий тип, характеризується горизонтальним майданчиком орієнтації головних нормальних осей мінімальних σ_3 і середніх σ_2 (проміжних) напруг стискання, при вертикальному положенні вісі σ_1 максимальних нормальних напруг стискання. При цьому, осі тектонічних структур, що утворюються у такому тектонічному полі напруг, будуть паралельними до вісі σ_2 . У таких геодинамічних умовах очевидно, що напруги розтягу є максимальними за значенням і орієнтовані ортогонально до вісі σ_2 , тобто вхрест до простягання новостворених деформаційних структурних форм. Геодинамічна обстановка рифтового типу напружено-деформованого стану земної кори зумовлює процеси загального розтягу кори та формування трогових прогинів, грабенів та рифтів. Рифтовому етапу структурної еволюції земної кори ДДП притаманне вертикальне

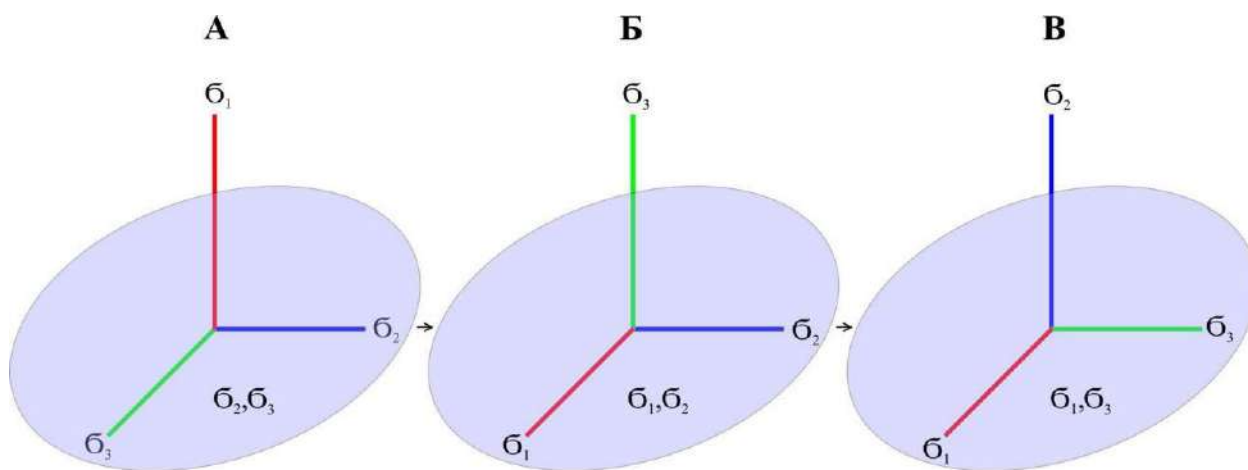


Рис. 4.2 Схема геодинамічної еволюції напружено-деформаційного стану континентальної земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту: А – рифтовий етап; Б – платформний етап; В – колізійний етап. Головні осі тензора напруг: σ_1 – головних нормальних напруг стискання; σ_2 – проміжних нормальних напруг; σ_3 – головних нормальних напруг розтягання, з урахуванням [132]

розташування осі σ_1 головних нормальних напруг стискання за рахунок тиску підкорового мантійного субстрату, спрямованого вертикально вгору, та горизонтальним розташуванням майданчика дії осей максимального нормального розтягу (σ_3) і середнього нормального стискання (σ_2) (рис. 4.2.А). Обстановка усталеного вертикального розташування вісі σ_1 головних напруг стискання, що відповідає режиму одноосьового стискання по вертикалі, зберігалася, ймовірно, на протязі усього рифтового етапу – з пізнього девону до ранньої пермі. У геодинамічному режимі тангенціального розсування земної кори це зумовило субвертикальну орієнтацію відкритих тріщин відриву і сколювання, забезпечивши вертикальний напрямок вектору міграції глибинних мантійних флюїдів, що є головним чинником формування мантійних струменів тепломасо-перенесення у земній корі.

4.2 Оригінальна кінематична модель рифтогенезу

На протязі від ранньорифейського до початку герцинського етапу тектогенезу у тілі Сарматської плити сформувалася трансрегіональна рифтогенна геоструктура – Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецький палеорифт.

Головним геодинамічним чинником континентального рифтогенезу представляються загально-плитні деформації розтягу земної кори, що накладались на регіональне горизонтально-зсувне поле тектонічних напруг. При моделюванні процесу рифтингу використовувалися мобілістичні концепції «атермічного рифтингу», накладених рифтогенних структур" та геодинамічна модель "пасивного розтягнення літосфери" [6, 7, 10].

Згідно розробленої кінематичної моделі, первинна трогова структура ДДП формувалася за "атермічною схемою" пасивного розтягнення "холодної" континентальної літосфери. Цей геодинамічний процес відбувався без попереднього прогріву глибинними мантийними осередками у відповідності до кінематичного механізму утворення природних деформаційних структурних парагенезів горизонтального розсування земної кори типу "Pull-apart basin" у геодинамічному режимі транстенсії. У такому режимі зародкова трогова геоструктура слугувала проникним "вікном" для вертикального надходження глибинної мантийної речовини. Згодом, на етапах платформної активізації по тектонічно ослаблених зонах зародкового рифтогенного тектонічного каркасу формувалися усталені канали вертикального тепломасо-перенесення, що контролювали надходження мінералоутворюючих гідротерм, нафти та вуглеводневих газів у межі новоствореного платформного осадового басейну.

Моделювання кінематики та напрямків розсування геоблоків континентальної земної кори у процесі рифтингу проводилося на підставі реконструкції найбільш ймовірного природного механізму деформацій, реалізованого в геодинамічних умовах загального розтягнення континентальної земної кори Сарматської плити. Вважається, що структурні деформації пружного розсування континентальної земної кори "холодного типу" відбувалися у геодинамічних умовах регулярного поля внутрішньо-плитного розтягу усталеного південно-західного напрямку при інтерференції із регіональним горизонтально-зсувним полем напруг, тобто у режимі транстенсії [69 – 71, 133].

Геодинамічну обстановку рифтогенезу розглянемо у геологічному просторі, а саме в трьох визначених раніше головних структурно-динамічних азимутальних перетинах, що відповідають орієнтації трьох головних осей рифтового поля тектонічних напруг (рис. 4. 2). В площині реалізації напруг стискання, уздовж вертикально розташованої вісі σ_1 , тектонічні процеси формування рифту зумовили загальне стоншення і тектонічне розущільнення консолидованих порід континентальної земної кори. З точки зору механізму, це могло відбуватись за рахунок активної магматичної переробки підшовної частини фундаменту під впливом "гарячої точки", утвореної під первинною тектонічно ослабленою зоною земної кори. У перетині, ортогональному до вісі проміжних напруг стискання σ_2 , уздовж вісі головних напруг розтягання σ_3 формувалися системи горизонтальних зсувів-трансформ, за якими відбувалося розсування земної кори з утворенням плечей ембріональних грабенів за рахунок сходчастого занурення геоблоків кристалічного фундаменту. У перетині, перпендикулярному до вісі σ_3 , уздовж вісі середніх нормальних напруг стискання σ_2 закладалися системи субпаралельних ешелонованих скидів гравітаційної природи з крутими кутами падіння.

Для моделювання кінематики рифтингу використовувалися порівняльні тектонічні схеми рифтогенних систем розривів фундаменту і осадового чохла, схема розподілу напрямків планетарних систем тріщинуватості і періодичності змін їх структурно-динамічних характеристик у геохронології (рис. 2.12). Весь обсяг аналітичних даних інтерпретовано з позицій глобальної плейт-тектоніки, динамічної геотектоніки, тектоніки зсувних осадових басейнів, геодинамічної концепції єдності ротаційного, геомагнітного і геотектонічного полів, якою визначається тектонічна подільність земної кори на основі планетарної регматичної решітки. Природні кінематичні механізми рифтогенезу вивчалися на підставі структурно-кінематичного та морфолого-парагенетичного аналізу решітки рифтогенних тектонітів фундаменту та на рівні підосви верхньовізьського комплексу осадового чохла. При цьому враховувалися дані про

горизонтально-зсувну природу та кінематику глибинних корових та надглибинних мантийно-корових розломів [125, 127, 128].

На порівняльних схемах тектонітів фундаменту, осадового чохла та лінеamentів орогідрографії аналізувалися особливості просторового розподілу головних систем тектонітів (рис. 2.9, 2.10). Встановлено, що у системній організації рифтогенної структури головну роль відіграють дві динамічно пов'язані діагональні системи розривів, які складають північно-західна – СР 3 (291-312°), СР 4 (315-339°) та північно-східна – СР 8, 9, 10 (24-30°, 39-45°, 54-63°) (рис. 2.12, 2.13, 2.14). Роль ускладнюючої структурний план фундаменту системи відіграє меридіональна система – СР 5, 6, 7 (342-351°, 354-6°, 9-18°). За даними реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на етапі рифтингу, встановлено, що на горизонтальному майданчику триосьового тензору тектонічних напруг уздовж північно-західної системи розривів розташовувалась вісь σ_2 середніх нормальних напруг стискання, а в ортогональному напрямку вісь σ_3 головних нормальних напруг розтягання (рис. 4.2.А). Через це, в умовах вертикального розташування вісі σ_1 головних нормальних напруг стискання на теренах палеорифту утворився геодинамічний режим одноосьового вертикального стискання структури.

Передбачено, що горизонтально-розсувні дислокації континентальної земної кори здійснювались уздовж динамічно пов'язаних азимутальних напрямків північно-східної діагональної системи розривів. Вздовж них на етапі рифтингу розміщувалась вісь σ_3 головних нормальних напруг розтягу. На етапі рифтингу ці лінеamentні зони слугували своєрідними "тектонічними рейками розсування", за якими відбувались горизонтальні переміщення геоблоків земної кори. Тектонічна позиція "тектонічних рейок" приурочена до поперечної системи трансрегіональних дорифтових глибинних розломів. У процесі розсування континентальної земної кори у південному напрямку – від первинного рифтогенного лінеamentу, яким слугувало Північне крайове порушення, відбувалось формування структурних плечей рифту.

Крім цих двох головних систем тектонічного рифтогенного каркасу за тектонофізичних ознак та геологічними даними у системній організації ДДП виділяється третя структуроутворююча система тектонітів. Це меридіональна система, яку визначено трансформною синрифтовою. Її складають горизонтальні зсуви з характерними рисами розломів-трансформів. Вони перетинають обидві динамічно спільні лінійні зони сколювання зародкової, північно-західної та північно-східної діагональних системи тектонітів зі зміщенням їх первинного простягання у плані. Поперечні зсуви-трансформи у рифтогенному полі напруг займають діагональну орієнтацію відносно ортогонально розташованих осей головних напруг розтягу і проміжних напруг стискання, яка згідно схеми еліпсоїда деформації ототожнюється із розташуванням динамопари осей максимальних тангенціальних напруг τ_1 , τ_2 [19] (рис. 4.2.А). У таких геодинамічних умовах утворилися лінійні зони концентрації горизонтально-зсувних дислокацій.

Кінематичний аналіз деформацій розтягу земної кори свідчить, що горизонтальні рухи геомас фундаменту контролюються дугоподібними скидо-зсувами [133]. Вигин скидових поверхонь у вертикальному розрізі встановлений у багатьох геоструктурах [6-9, 11-18, 32-34]. По морфології цього вигину скиди розділені на два типи: синтетичний і антитетичний: перші належить до R' -тріщин, другі – до R -тріщин сколювання [102]. Встановлено, що дугоподібні обриси скиду можуть бути пов'язані із сфероїдальною або циліндричною формою його поверхні. Напрямок вигину у вертикальній площині може вплинути на таке у плані [133] (рис. 4.3). Вигин закругленої поверхні синтетичних скидів обернений опуклою стороною вгору, через що скинуте крило нахиляється вперед по ходу зміщення. При цьому слід зміщувача виявляється опуклим по відношенню до скинутого крила не тільки в розрізі, а й в плані (рис. 4.3.А). Для антитетичних скидів вигин опуклістю, яка звернена вниз і, відповідно, крило, що скинуте, нахиляється назад, і тоді лінія зміщувача звернена до скинутого блоку увігнутою стороною (рис. 4.3.Б). Обидві ситуації розрізняються за

умовами розташування вільної сторони для руху скинутого крила. Коли така сторона розташована знизу, це не дає можливості деформованому матеріалу розширюватися по латералі, а коли вона збоку, то матеріал, що деформується, широко розподіляється у плані. Припущення сферичності площин скидів вимагає надвеликої глибини закладення для розривів протяжністю в кілька десятків кілометрів. Проте, лістрична концепція додає важливий геомеханічний фактор, що визначає напрямок вигину скиду у плані, – фактор боку площини скиду, що сприяє руху крила.

Згідно концепції кінематичної асиметрії та пріоритетних напрямків рухів, при формуванні лістричного скиду його скинуте крило рухається по латералі, зумовлюючи деформації розтягання. Натомість підняте крило, зміщується вгору по його кривій та пологій поверхні ближче до вертикалі, або залишається нерухомим відносно незалежних координат.

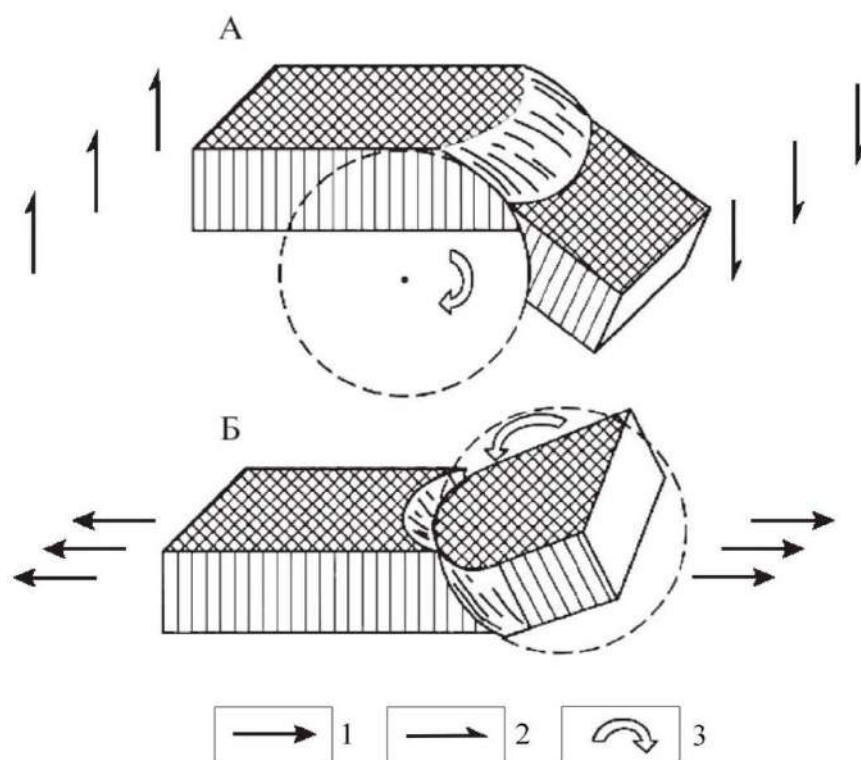


Рис. 4.3 Залежність морфології скиду від кінематики деформації, за М. Коппом (2017): А- просідання скинутого блоку по вертикалі; Б- розсування по літералі. Тектонічні рухи: 1- горизонтальні, 2- вертикальні, 3- обертальні.

Встановлено, що найбільш поширеним фактором кінематичної асиметрії є гравітаційне переміщення геомас до тектонічних депресій - передовим і міжгірним прогинам, синеклізам тощо [133] (рис. 4.4.А). Гравітаційне поле в умовах нерівного рельєфу поляризоване по латералі і переміщує геоматеріал від підняття до депресії. Так само поляризованим є тектонічне поле, в якому рух геомас здійснюється від надстислих до менш стислих ділянок та зон розтягу. Тектонічна і гравітаційна поляризація можуть проявитися окремо для кожного з бортів симетричного рифту, де скиди нахилені назустріч один одному (рис. 4.4.Б).

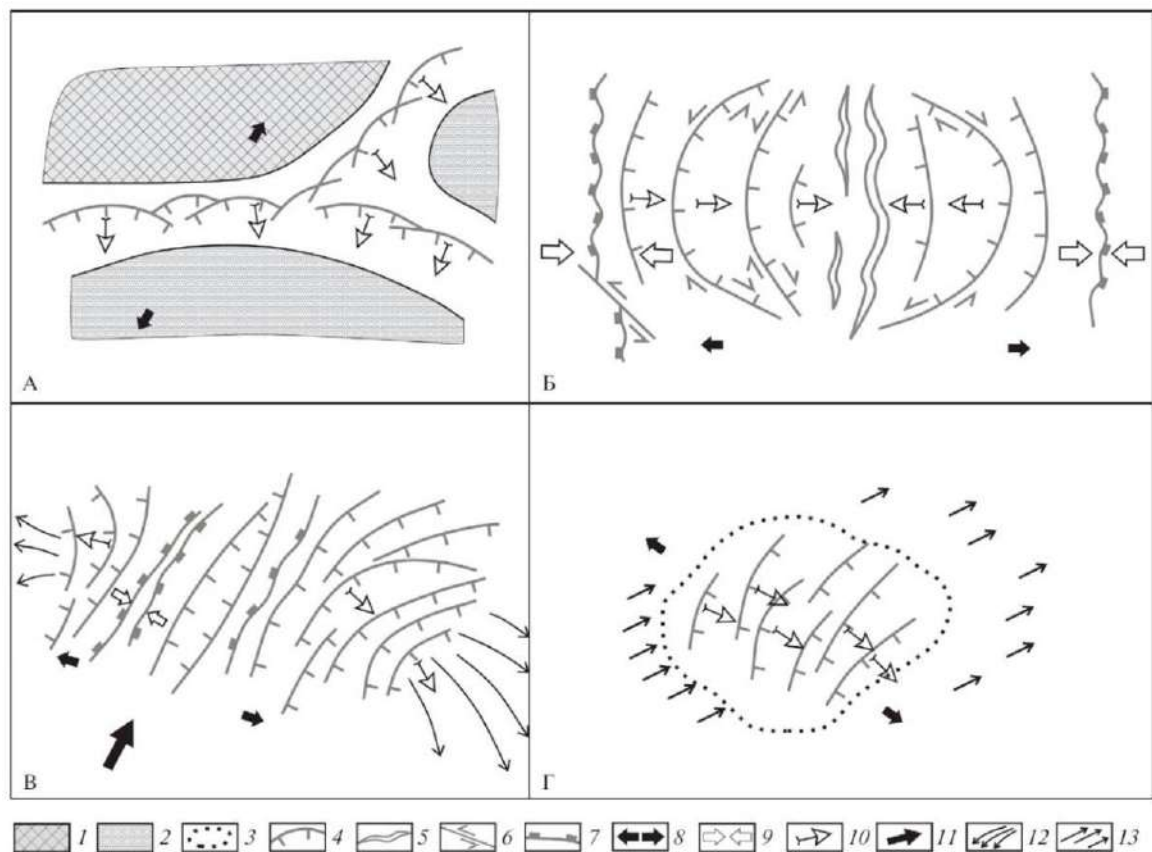


Рис. 4.4 Фактори кінематичної асиметрії структур розтягнення, за М. Коппом (2017):

А – гравітаційний або тектонічний рух геомас до тектонічної депресії або зони "геодинамічної тіні"; Б – умови асиметрії бортів симетричного центру розтягнення; В – латеральні літосферні струми геомас; Г – мантійна течія глобального масштабу. Умовні позначення: 1- підняття; 2- депресії; 3- центр горизонтального розтягу рифту, плюму; 4- скиди; 5- відриви; 6- горизонтальні зсуви; 7- структури акомодатійного стиснення; 8-13- вектори: 8- регіонального розтягу; 9- локального стиску у зонах акомодатії; 10- переважного руху крил розривів розтягу; 11- індентаційного стиснення; 12- руху латеральних струмів; 13- сталого глобального мантійного руху.

Для кожного з цих скидів більший опір середовища відчують ті їхні крила, рух яких спрямований у бік від вісі рифту, тобто назустріч консолідованому середовищу, в якому він розширюється. Менший опір руху геомас зазнають крила, які зміщуються у напрямку до вісі рифту. Через розсування там відбувається нарощування вільного простору по латералі і, крім цього, йде гравітаційне розвантаження в напрямку до рифтової долини, що заглиблюється. Це зумовлює спрямовану до осі рифту вигнутість бортових скидів. Таким чином, в симетричному рифті кінематична асиметрія має регіонально посилюватися на обох бортах і мати різний знак для протилежних бортів. Вважаємо, що поляризація регіонального горизонтально-розсувного поля напруг зумовила первинну кінематичну асиметрію рифтогенної структури, при цьому структура рифту розтягувалася симетрично.

Крім того, на виникнення кінематичної асиметрії впливають і більш загальні фактори, пов'язані з незалежним впливом на геодинамічний режим розтягування тектонічних рухів більш високого рангу. Симетрія рифту порушується в умовах розташування вісі розтягання в полі дії регіонального літосферного струму індентаційної природи або під впливом руху системи тектонічних покровів (рис. 4.4.В). Через це скидові дуги утворюють більш складні, комбіновані структурні рисунки, в яких поєднуються елементи симетрії з елементами, які обумовлює цей струм. Найвпливовішим глобальним та надглибинним фактором кінематичної асиметрії самостійного центру розтягування земної кори, рифту або мантийного плюму, може бути мантийна конвекційна течія, що викликає розкол континенту і спрединг океанічного дна (рис. 4.4.). Вона здатна надати цьому центру розтягу свій загальний напрямок руху геомас, який обумовлює дугоподібний структурний вигин, однаковий для всього ансамблю деформаційних структур розтягу.

З врахуванням лістричної будови Барановицько-Астраханської трансрегіональної системи коро-мантийних розривів земної кори [91] та

наведених вище факторів кінематичної асиметрії структур розтягнення, проводилося моделювання кінематики і напрямків рухів геоблоків земної кори у межах сегментів Дніпровсько-Донецького рифту (рис. 4.5). Тектонічна позиція зародкової лінійної деформаційної мегазони сколювання у кінематичній схемі формування рифтової системи відповідає положенню північного крайового розлому ДДП, від траси якого вірогідно розпочалося розсування геоблоків континентальної земної кори у південному напрямку.

Отримані тектонофізичні дані якнайкраще узгоджуються з кінематичною моделлю формування рифтової геотруктури за механізмом пружного розтягу "холодної" континентальної земної кори, що відбувався за динамічно пов'язаною системою розсувів (скидів) та трансформів (горизонтальних зсувів), тому що без їх участі розкриття рифту є неможливим. Лінійні зони концентрації розсувних і горизонтально-зсувних дислокацій, утворені на рифтовому етапі вздовж обох діагональних систем тектонітів мали такі азимутальні напрямки, що узгоджувалися з орієнтуванням головної осі нормальних тектонічних напруг розтягу та проміжних напруг стискання.

Така геодинамічна ситуація зумовила первинний розрив континентальної земної кори та закладання рифтової системи. та розсування плечей рифту. Розсування плечей відбувалося за кінематичним механізмом формування зсувних структур типу "Pull-apart basin" від вихідної позиції зародкового шву – траси північного крайового порушення з поступовим переміщенням поздовжньої осі рифтогену вздовж площини новоутвореного лістричного зсуво-скиду у південному напрямку відносно сучасного положення географічного меридіану. Передбачено, що горизонтальні рухи у процесі формування рифту, мали ротаційну складову та різну швидкість в окремих сегментах палеорифту. Це зумовило кулісну будову крайових розломів, зміни простягання осьової зони від сегменту до сегменту та загального обрису рифту. Природу північно-східної вигнутості вісі рифтогенної структури можна пояснити впливом супутньою зсувною

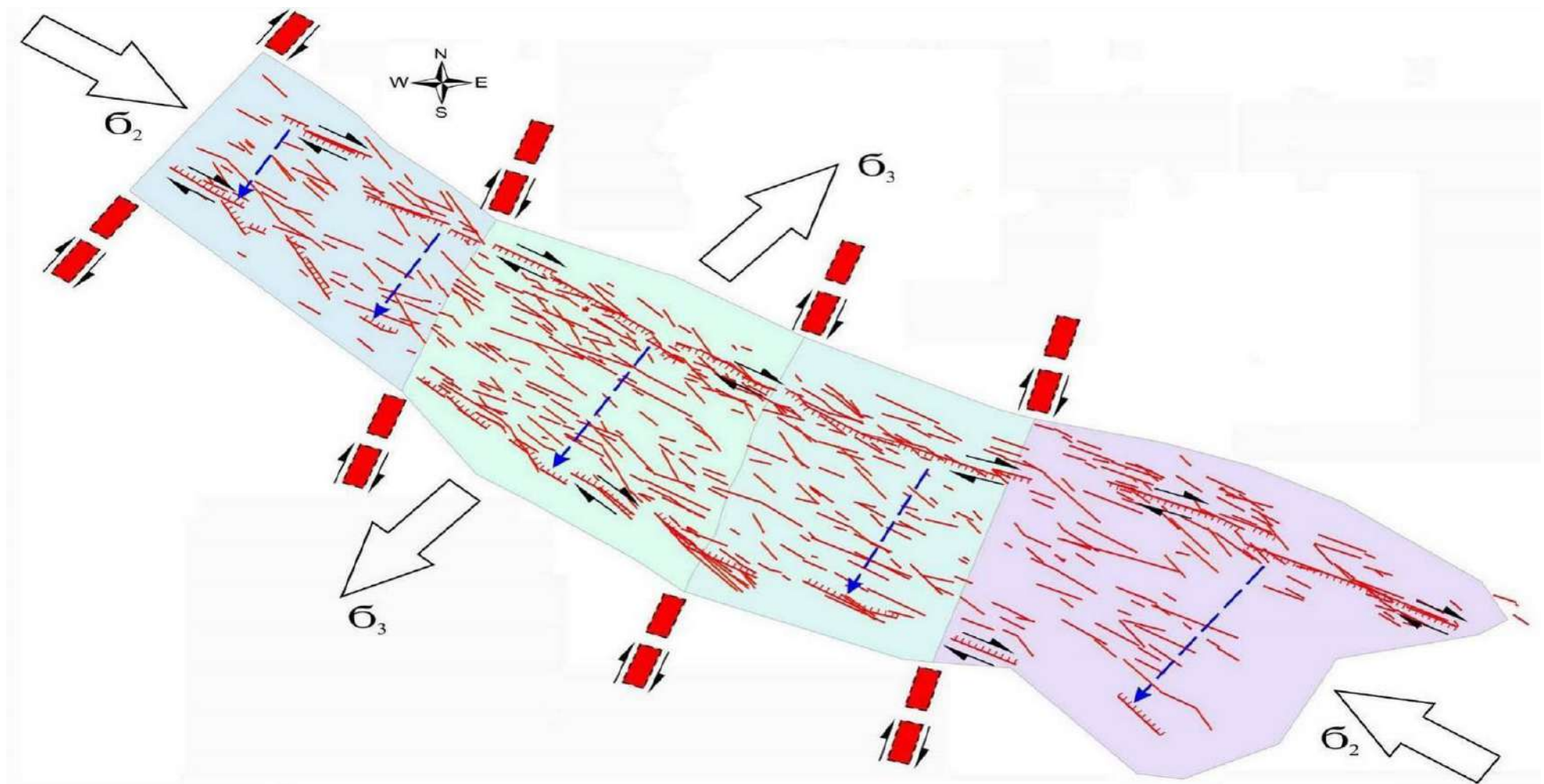


Рис 4.5. Принципова кінематична модель формування Дніпровсько-Донецького рифту у геодинамічній обстановці трансгресії при одноосьовому стисненні по вертикалі. Стрілки: білі - осі нормальних геодинамічних напруг: σ_2 - проміжних стиснення, σ_3 - максимальних розтягу; сині- напрям розсування геоблоків. Червоний пунктир з стрілками- "тектонічні рейки рифтингу" - горизонтальні зсуви-трансформи.

деформацією. На можливу участь в тектонічній будові рифту кулісних горизонтальних зсувів правої кінематики, які формують структуру розтягу типу "Pull-apart basin", було вказано раніше [20]. Плавний С-образний вигин рифту можливо пов'язаний з його обертанням в плані за механізмом зсувного дуплексу [4].

У природному кінематичному механізмі континентального рифтингу визначну роль відігравали активізовані на рифтовому етапі поперечні до простягання вісі рифту система дорифтових надглибинних розломів. За їх трасами формувалися рифтогенні горизонтальні розсуви. Вони слугували поперечні "тектонічними рейками розсування" земної кори. Передбачається, що горизонтальні переміщення геоблоків уздовж них відбувалися у південному напрямку від вихідної траси зародкової мегазони сколювання – північного крайового розлому. Розсування бортів рифту за "трансформними рейками" зумовило утворення субширотно орієнтованої системи рифтогенних тріщин відриву, уздовж якої формувалися нормальні скиди та ступінчасті уступи первинної грабен-рифтової структури.

У відповідності до о моделі, "атермічний" рифтогенез розпочався у ранньорифейську епоху тектогенезу за природним механізмом пружного розриву "холодної" континентальної земної кори уздовж зародкового тектонічного шва, складеного деформаційними зонами сколювання північно-західної азимутальної орієнтації. Через горизонтальні рухи його у крилах, на ділянці переважання напруг розтягу формувалася зародкова лінійна горизонтально-розсувна геоструктура типу "Pull-apart basin". Згодом, у пізньокаледонську і ранньогерцинську епохи тектогенезу у геодинамічному режимі загального розтягання літосфери Сарматської плити розпочався етап рифтогенезу. Через розсування плечей первинного грабену за північно-східною системою надглибинних корово-мантієвих розломів, згодом сформувалася девонська рифтова система та внутрішньо-платформний осадовий басейн в його межах. Кінематичною моделлю передбачені

горизонтальні переміщення геоблоків земної кори від вихідної траси північного крайового розлому у південно-західному напрямку.

Встановлено, що рифтогенному тектонічному каркасу притаманний горизонтально-зсувний структурний рисунок, характерний для внутрішньої будови деформаційної зони сколювання [24]. На цих підставах структуру ДДП, з точки зору тектонофізики, ідентифіковано лінеаментною мегазоною концентрованих горизонтально-зсувних деформацій, у межах якої сформовано зсувний рифтогенний басейн типу Pull-apart basin.

4.3 Висновки до четвертого розділу

1. За даними реконструкції напружено-деформованого стану земної кори на етапі рифтингу вертикальне розташування осі σ_1 головних нормальних напруг стискання визначало геодинамічний режим одноосового вертикального стиснення. На горизонтальному майданчику триосьового тензору напруг уздовж азимутальних напрямків північно-західної діагональної системи розломів розташовувалася вісь σ_2 середніх нормальних напруг стискання та ортогонально до неї, уздовж напрямків північно-східної діагональної системи, вісь σ_3 головних нормальних напруг розтягання. При цьому, діагональну орієнтацію відносно до цих ортогонально розташованих осей займала динамопара осей максимальних дотичних напруг τ_1 , τ_2 , спрямованих уздовж широтної та меридіональної систем тектонітів.

2. Кінематичною моделлю рифтогенезу передбачено, що формування Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецької рифтової системи на південно-західній околиці СЄП у тілі Сарматської плити відбувалось за схемою "атермічного", "пасивного" рифтингу. Через попередній пружний розрив "холодної" континентальної земної кори уздовж північно-західної діагональної гілки планетарної регматичної решітки СР 3, 4 (291–312°, 315–339°) сформувалася рифтогенна зарядкова лінійна деформаційна мегазона сколювання. На передрифтовій стадії, у геодинамічній обстановці горизонтального зсування

рухи уздовж цієї тектонічно послабленої зони зумовили утворення первинного лінійної трогової структури за кінематичним механізмом формування структур типу "Pill-apart basin". На рифтовій стадії у геодинамічній обстановці загально-плитного розтягання відбувалося розсування геоблоків земної кори за новоствореною уздовж зародкового лінеаменту системою лістричних скидів у південному напрямку. Процес рифтингу контролювалося динамічно пов'язаною з зародковою, рифтогенною системою горизонтальних зсувів-трансформ у північно-східній діагональній гілці регматичної решітки СР 8, 9, 10 (24-30°, 39-45°, 54-63°). Уздовж трансформної системи сформувалися "тектонічні рейки", за якими розсувалися плечі рифту та закладалася тектонічна сегментація.

Основні положення даного розділу викладені у публікації автора:

1. Бартащук О.В. Системна організація диз'юнктивної тектоніки консолідованого фундаменту Дніпровсько-Донецького палеорифту. Частина 2. Лінійні зони горизонтально-здвигових дислокацій рифтового етапу // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія.Географія.Екологія", 2017. – Вип. 47. – С. 7-17.
2. Бартащук О.В. Еволюція напружено-деформованого стану земної кори Дніпровсько-Донецького палеорифту у фанерозої // *Доповіді НАН України*, 2019, № 3, С. 62-71.

РОЗДІЛ 5. КІНЕМАТИЧНІ МЕХАНІЗМИ ІНВЕРСІЙНИХ ДЕФОРМАЦІЙ РИФТОГЕННОЇ СТРУКТУРИ НА ЕТАПАХ ПЛАТФОРМНОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ

Спроможність геомас гірських порід до горизонтальних переміщень у напрямку менших градієнтів напруг стискання – до ділянок "геодинамічних притулків", було доведено при дослідженнях кінематики рухів та деформацій рухомих поясів, а згодом платформних геоструктур [111-114, 122, 126, 135-138]. Структурні прояви тектонічного руху соляних, глинистих, магматичних та інших гірських порід, які в умовах неоднорідного поля тектонічних напруг набувають спроможності до крихко-в'язкої та в'язкої течії, намагалися вивчати і в межах ДДП. На схемі тектоно-магматичних структур неотектонічного етапу, А. Я. Радзівілом та ін. (1979) за геоморфологічних ознак, виділено дев'ять "тектоно-магматичних дуг", фронтальні частини яких обернені на північний захід [123]. Вони розділяють структуру Дніпровського грабену на дев'ять тектонічних сегментів, контролюючих розташування вулканічних центрів і магматичних тіл та утворюють позитивні елементи рельєфу денної поверхні (рис. 5.1.а).

Дугоподібні деформаційні структури виділялися О. Слензаком (1984) за структурним рисунком регіональних аномалій магнітного поля [124]. розглянуто у роботі. Механізм горизонтальних рухів вбачався у перетіканні дислокованої речовини геомас гірських порід під дією пластичної та крихко-в'язкої деформації у тектонічних зонах "тертя-кочення" кристалічних порід фундаменту. Виділено Червонопартизансько-Ічнянську, Гнідинцівсько-Розбишівську, Сагайдацько-Диканську "структурні дуги" у Західному мегасегменті палеорифту та Хрещищенську і Шебелинську в Східному мегасегменті (рис. 5.1.б). Вони простягаються вздовж осі палеорифту, натомість фронтальні частини дуг спрямовані, на відміну від попередньої моделі, у зворотному, південно-східному напрямку.

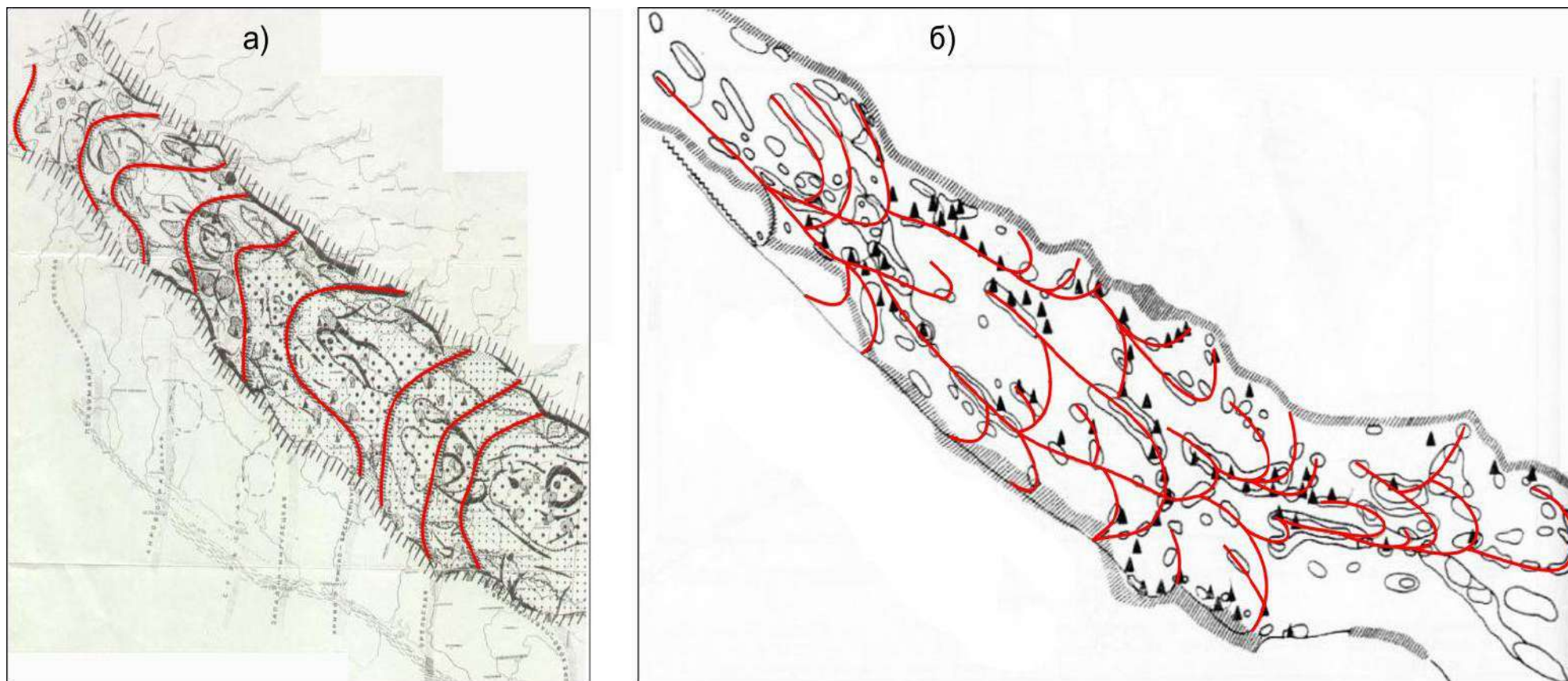


Рис. 5.1 Схеми інверсійних структурних дислокацій геомас, зумовлених горизонтальними рухами уздовж вісі Дніпровсько-Донецького палеорифту: **а** – розташування новітніх тектоно-магматичних дуг згідно структурно-геоморфологічної моделі [118]; **б** – розташування структурних дуг у "зонах тертя-кочення" згідно регіональної моделі пластичної деформації активізованих масивів консолидованих гірських порід [119].

Обидві схеми ілюструють уявлення авторів про структурні прояви горизонтально-зсувного поля напруг. Проте, аналіз наявності цих елементів у структурі фундаменту або осадового чохла показує, що умоглядні утворення на кшталт "структурних дуг зон тертя-кочення" та "тектоно-магматичних дуг" не знаходять свого підтвердження як реальні геологічні об'єкти. Тому, без залучення додаткових тектонофізичних даних дослідження інверсійних структурних деформацій рифтогенної структури є некоректними.

Доволі коректним є використання тектонофізичних методів аналізу для вивчення тектонічних рухів та деформацій у роботах В. Корчемагіна та ін. [88, 129, 130], С. Колодяжного [106], О. Гінтова [127], М. Леонова [135 - 137], М. Коппа [128-140]. Прикладом вивчення інверсійних ускладнень рифтогенної структури ДДП з використанням середньомасштабного геологічного картування структурних поверхів осадового чохла є роботи та виробничі звіти С. Горяйнова та ін. [141, 142].

5.1 Діагностика кінематичних механізмів інверсійних деформацій

5.1.1 Механізми ускладнення структури докембрійського фундаменту

Тектонічні деформації горизонтального зсування в межах платформ і рухливих поясів добре відомі і коректно досліджуються із використанням тектонофізичних методів аналізу диз'юнктивних структур, взаємне розташування і морфологія яких вказують на пластичну тектонічну течію консолідованих порід фундаменту, якою обумовлюються горизонтальні переміщення геомас кристалічних гірських порід у внутрішньоплитних геоструктурах [14-17]. Наразі з'явилися нові теоретичні напрацювання [135-140], що дозволяють достовірно діагностувати механізми внутрішньої об'ємної тектонічної рухомості геомас гірських порід порід фундаменту та осадового чохла рифтогенних басейнів.

Встановлено, що ускладнення рифтогенної структури фундаменту та осадового чохла ДДП відбувалась на етапах платформної тектонічної активізації у геодинамічному режимі інтерференції загально-плитного тангенціального стискання та регіонального горизонтально-зсувного поля напруг [111, 112]. З використанням комплексного методу досліджень диз'юнктивних і плікативних деформацій в архітектурі фундаменту ДДП вивчалися структурні парагенези та зони концентрованих деформацій пластичну тектонічну течію геомас консолидованих порід. Досліджувалися особливості внутрішньої будови структурних елементів регіонального (мікроплити, геосегменти, магістральні лінеamenti) та зонального (плащові та лінійні ансамблі інверсійних структурних деформацій) ієрархічного рівня. На основі тектонофізичного аналізу структурних рисунків тектонітів докембрійського фундаменту вивчалися:

1. тектонічний стиль і позиція зон інверсійних диз'юнктивних і плікативних деформацій;
2. напрям та кінематика горизонтальних переміщень геомас кристалічних гірських порід;
3. кінематичні механізми деформації рифтогенної структури.

Для визначення геодинамічних режимів етапів платформного тектогенезу використано дані реконструкції геодинамічних осей поля напруг рифтового етапу еволюції (рис. 2.11, 2.12). Для визначення кінематичного механізму деформацій застосовано діагностичні схеми кінематичних типів розломів (рис. 2.3), кінематичної діагностики структурних парагенезів деформаційних зон сколювання (рис. 2.4), еталонні структурні рисунки та діагностичні структурно-кінематичні індикатори горизонтальних рухів, модель сполучених структурних парагенезів зон сколювання (рис. 5.3).

Результати реконструкції головних осей поля тектонічних напруг у фанерозої свідчать, що інверсійні етапи його структурної еволюції визначалися геодинамічним режимом транспресії через загально-плитне колізійне стискання при інтерференції з горизонтально-зсувним

регіональним полем напруг [79, 136-139]. За структурно-кінематичних діагностичних ознак встановлено, що переважна більшість розломів фундаменту є реверсними типами - зсуво-скидами, зсуво-підкидами, зсуво-насувами, тому до них застовано тектонофізичні методи вивчення деформаційних зон сколювання. Формування окремих одновікових зон сколювання зумовлене однорідним та регулярним полем тектонічних напруг, тому їх морфологію та внутрішню будову описують емпіричні закони геомеханіки. Деформаційні зони сколювання складаються з ріделівських сколів, тріщин відриву, структур розтягу та різноманітних структур стиснення (структур підвороту та складок волочіння). Зазвичай елементарні деформаційні зони разом утворюють спільну розломну зону, яка формується тривалий геологічний час у декількох різних за напрямом та кінематикою полях тектонічних напруг. Через просторово-часову інверсію елементарних зон сколювання, сформовані за їх участі регіональні системи розломів мають типові риси зон горизонтального зсування: криволінійну морфологію, кулісну будову у плані та «квіткову структуру» у вертикальному розрізі.

У якості принципової моделі об'єкту вивчення використано "чотирьох-елементну модель деформаційно-метаморфічних зон лінеаментного типу" [4], яка відображає структурно-морфологічні особливості їх внутрішньої будови (рис. 5.2). Природні структурні парагенези інверсійних етапів еволюції, що утворюються при сполученні двох геодинамічних обстановок зазвичай представлені "квітковими структурами", або прирозломними структурами типу "duplex" [28] (рис. 5.3). При цьому для обстановки транспресії характерні деформації типу "квіткова структура" або дуплекс стискання ("contractional duplex") у парагенезі зі зсувіво-підкидами та зсуво-насувами (рис.5.3.А.2), проте режиму транстенсії притаманно формування деформацій типу "пальмове дерево" або структурних дуплексів розтягання ("extensional duplex") у парагенезі зі скидо-зсувами (рис. 5.3.А.3).

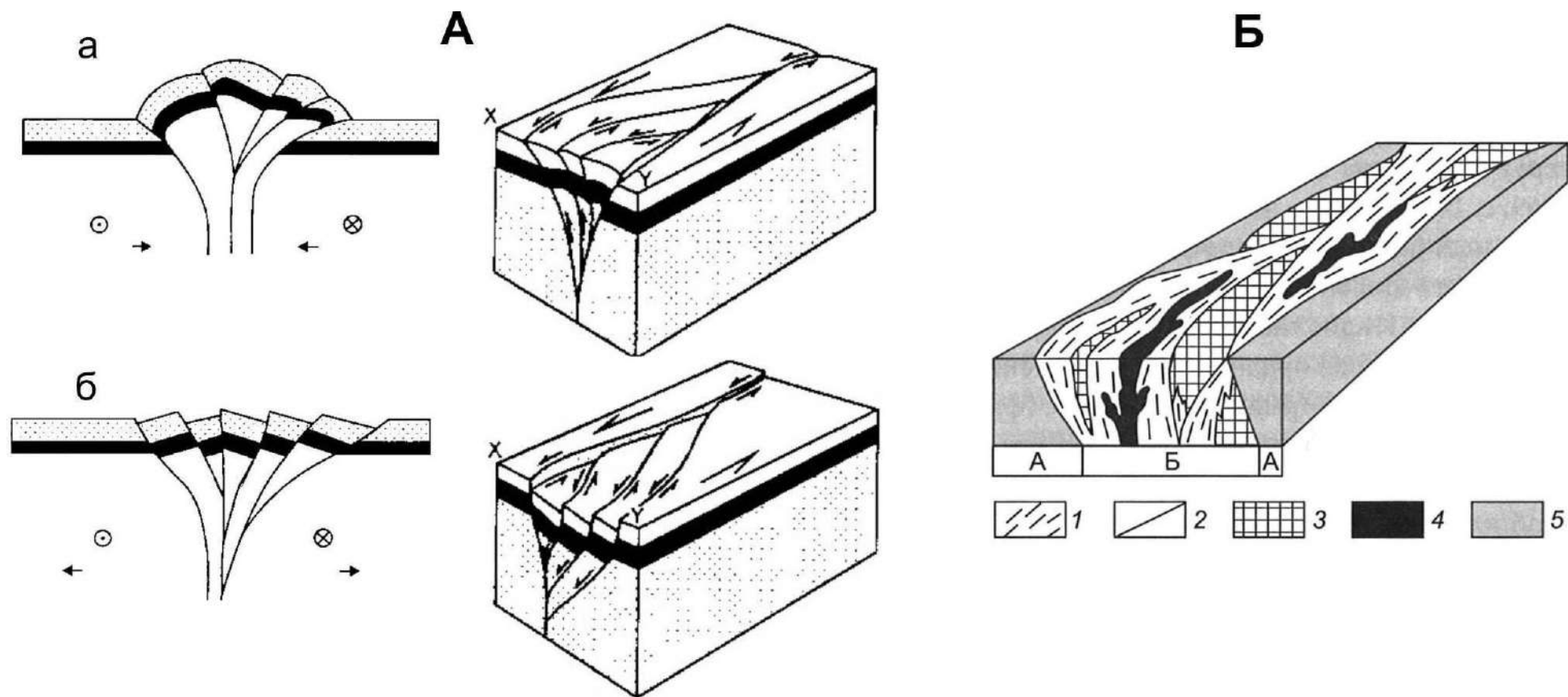


Рис.5.2 А. Принципові моделі "квіткових структур" у геодинамічних зонах: а – транспресії (дуплекс стиснення – contractional duplex), б – транстенсії (дуплекс розтягу – pull apart basin), згідно [28]. **Б.** Модель деформаційно-метаморфічної зони горизонтально-зсувного типу, згідно [4]: 1 – комплекс тектонітів, 2 – реліктові геоблоки субстрату, 3 – дайково-плутонічні стресс-комполітні "тіла-включення", 4 – розломи, 5 – структурно-речовинні комплекси субстрату вторинної деформаційної зони.

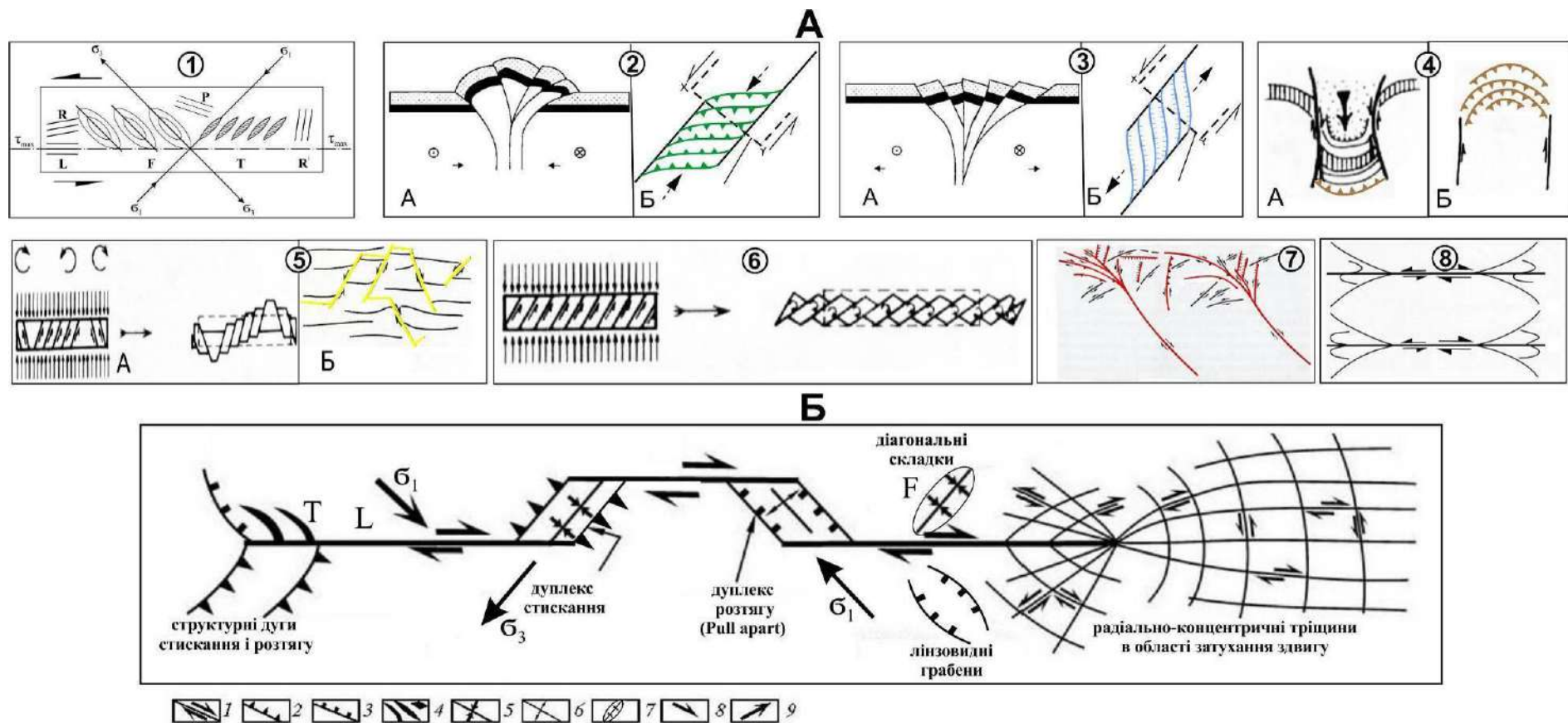


Рис. 5.3 А. Структурно-кінематичні індикатори структур тектонічної течії, з використанням [24-28,113,114]. Типи структурних парагенезів (цифри), принципові моделі (А), структурні рисунки (Б): ① деформаційні структури зони сколювання в обстановці транспресії; ② дуплекс стиснення (contractional duplex); ③ дуплекс розтягання (extensional duplex, pull-apart basin); ④ ороклин насувного типу; ⑤ парагенез комбінованого режиму «поперечне висування – поздовжнє видовження»; ⑥ парагенез поздовжнього видовження завдяки узгодженого обертання блоків за кулісною системою зсувів (структура "доміно"); ⑦ парагенез на закінченні зсуву – "кінський хвіст"; ⑧ овальні деформаційні структури мегабудинажу.

Б. Просторова модель динамічно сполучених структурних парагенезів тектонічної течії, з використанням [83]. 1 – зсуви; 2 – підкиди та насуви; 3 – скиди; 4 – відриви; 5, 6 – структури стиснення (5) і розтягу (6); 7 – діагональні складки; 8, 9 – напрямки зсувних (8) і тангенціальних переміщень (9). Букви на схемі: L –магістральні зсуви; R, P – вторинні синтетичні відколи оперення, R' – вторинні антитетичні відколи, Т – структури розтягу (тріщини відриву), F – структури стиснення (складки)

Природний механізм утворення деформаційних "квіткових структур" контролює "реверсний" тип розломів, що характеризується, згідно [24]:

- невитриманістю та згасанням амплітуд по простяганню і падінню;
- зміною генетичного типу і кінематики у розрізі з глибиною;
- перемінною кінематикою рухів вздовж крил розломів у плані;
- переважанням горизонтальних амплітуд рухів в крилах розломів над вертикальними;
- утворенням кулісно зчленованих систем за механізмом узгоджених різно або односпрямованих рухів по зсувах-доменах (рис. 2.13, 4.4, 4.5).

Реверсні розломи контролюють формування надрозломних антиклінальних структур у низах осадового чохла над горстоподібними виступами фундаменту та пізньоінверсійного грабена просідання в їх склепінні. Рухи зустрічної кінематики всередині грабена просідання за системою скидів і всередині горсту за системою підкидів розділяє нейтральна геодинамічна (структурно-кінематична) поверхня, що є компенсатором тектонічних рухів протилежної кінематики (рис. 5.4).

За даними кінематичного аналізу структурних рисунків тектонітів у поверхні докембрійського фундаменту достовірно діагностовано деформації поперечного вигинання і поздовжнього видовження рифтогенних структурних форм у горизонтальній площині, витискання і нагнітання тектонічно активізованих пластичних геомас кристалічних порід, узгоджених переміщень з ротаційною компонентою рухів сполучених ансамблів геоблоків за динамічно пов'язаними кулісно зчленованими доменами горизонтальних зсувів. За природним кінематичним механізмом формування у структурі фундаменту за геологічними та тектонофізичними даними виділяються два морфогенетичні типи зон концентрації інверсійних дислокацій – лінеаментні (надрозломні) та плащові (при- та міжрозломні).

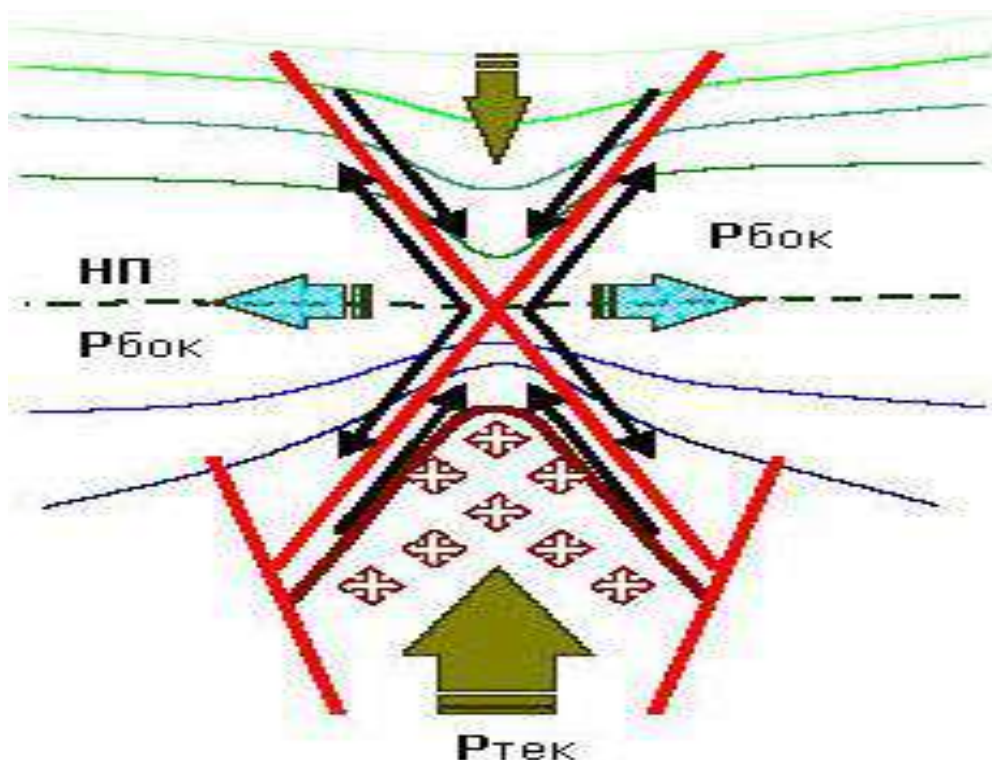


Рис. 5.4 Принципова кінематична модель формування "квіткової структури" у розрізі уздовж систем реверсних розломів, за О. Тимурзієвим (2009).

Детальний кінематичний аналіз деформаційних парагенезів свідчить, що горизонтальні рухи геомас фундаменту контролюються синтетичними та антитетичними зсувами [102]. Встановлено, що перші належить до R -тріщин сколювання, другі – до R' -тріщин (рис. 5.3. А.5,6). Формування структур горизонтального зсуву забезпечується системами обох, протилежних за кінематикою, типів зсувів або завдяки їх комбінованого прояву. Деформаційні парагенези зсування першої групи сформовано за кінематичним механізмом поперечного висування геомас кристалічних порід вздовж динамічно спряжених і кінематично різнойменних діагональних доменів синтетичних зсувів, які деформують первинну зону сколювання за рахунок вигинання її обрису у плані (рис. 5.3.А.5). Вони належать до кінематичного типу "ороклин поперечного висування", що утворюється в геодинамічному режимі транспресії за рахунок витискання геомас у горизонтальній площині без ротаційної компоненти рухів, згідно [128]. З точки зору тектонофізики їх утворюють кулісні домени дуг (дуплексів)

стискання, внутрішню структуру яких складають синтетичні зсуви. У прибортових зонах грабена їх діагностовано за кулісними, горизонтально-зсувними структурними рисунками "квіткових" структур (рис. 5.5).

Прикладом геологічного об'єкту першої групи, сформованого у ДДЗ за даним механізмом є природного кулісний ансамбль трьох динамічно сполучених структурних парагенезів реїдної деформації. Він виявлений у південній прибортовій зоні Чернігівського та Лохвицького сегменту палеорифту, де складається з Чернігівського, Ніжинсько-Ічнянського і Прилуцько-Лубенського структурних дуплексів стискання (рис. 5.6).

У геодинамічній ситуації, коли рифтогенна структура деформується за механізмом поздовжнього видовження і додатково розбивається за кулісними доменами зсувів однойменної кінематики на декілька окремих жорстких тектонічних блоків, останні обертаються у горизонтальній площині, деформуючись подібно до купки кісточок доміно (рис. 5.3.А.6) [138]. Природну структуру реїдної деформації, утворену за кінематичним механізмом "кісточок доміно" діагностовано у тильній, північній частині Ніжинсько-Ічнянського структурного дуплексу стискання (рис. 5.6, 5.7).

Другий кінематичний тип парагенезів реїдної дислокації утворюється за механізмом поздовжнього видовження структури у плані за рахунок антитетичних поворотів тектонічних блоків [138] (рис. 5.3. А.6). Обертання блоків здійснюється за діагональними системами кінематично однойменних антитетичних горизонтальних зсувів, рухи вздовж яких спрямовані проти загального напрямку горизонтальних переміщень активізованих геомас порід. У напрямку, ортогональному до простягання їх вигнутих крил, відбуваються горизонтальні переміщення тектонічно активізованих геоблоків за кінематичним механізмом спільних односпрямованих рухів однойменної кінематики (рис. 5.7, врізка). Динамічні ансамблі деформаційних парагенезів під час горизонтальних переміщень набувають додаткової компоненти обертання, що призводить до видовження вихідної рифтогенної структури по простягання. Парагенез, сформований за таким механізмом представляє

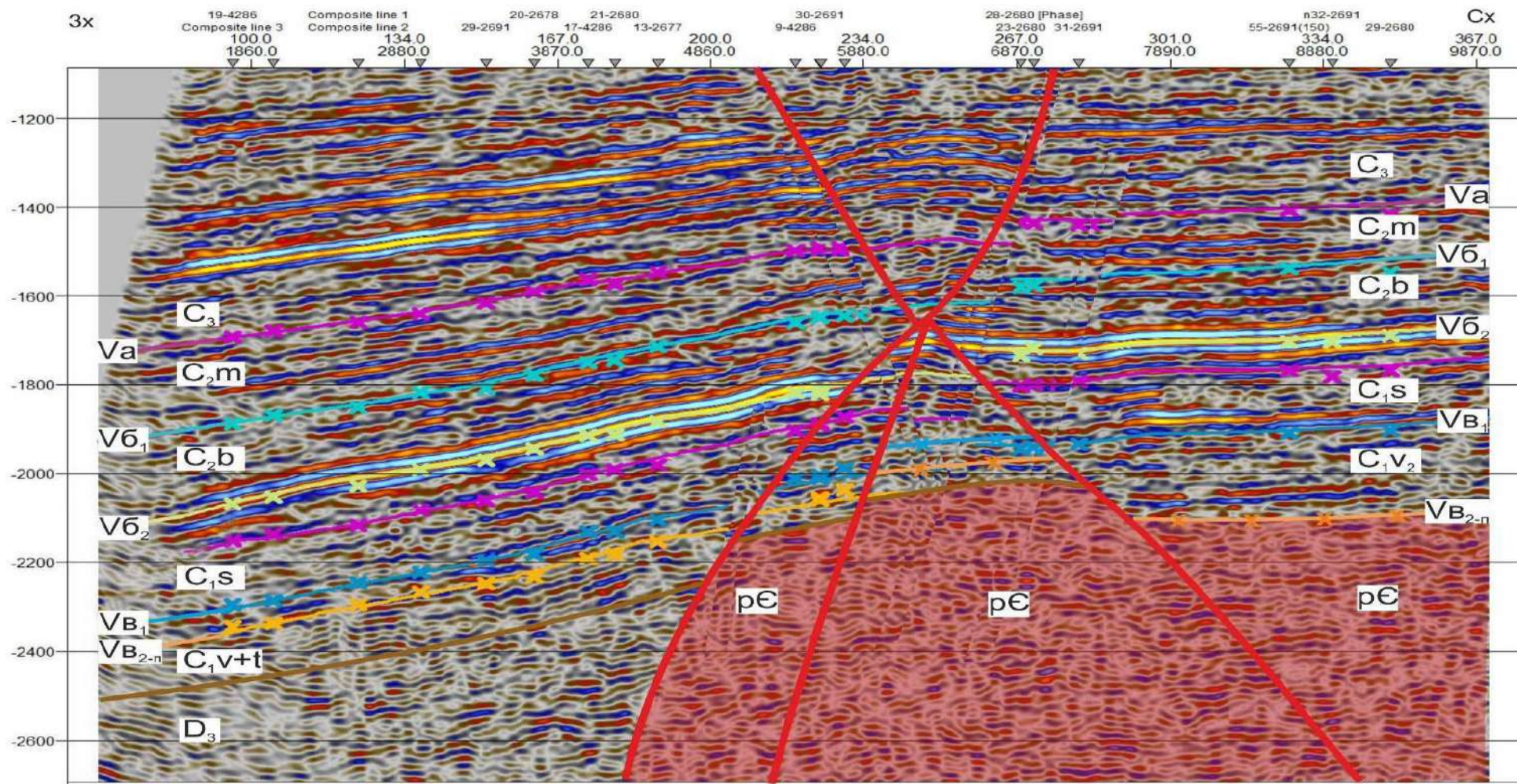


Рис. 5.5 Надрозломна "квітова" структура типу "contractional duplex" на часовому розрізі через шовну зону північного крайового розлому Дніпровсько-Донецького палеорифту (за матеріалами ТЦ ДГП "Укргеофізика"). Над горстовим уступом фундаменту сформувалася Омельниківська складка в осадовому чохла, склепіння якої ускладнює грабен пізньоінверсійного просідання. Її будову контролює «реверсний» тип розломів: скидо-зсуви у розрізі фундаменту, девону і нижнього карбону від нейтральної поверхні (підосва середнього карбону) змінюються на скиди протилежної кінематики рухів у середньому-верхньому карбоні та перми.

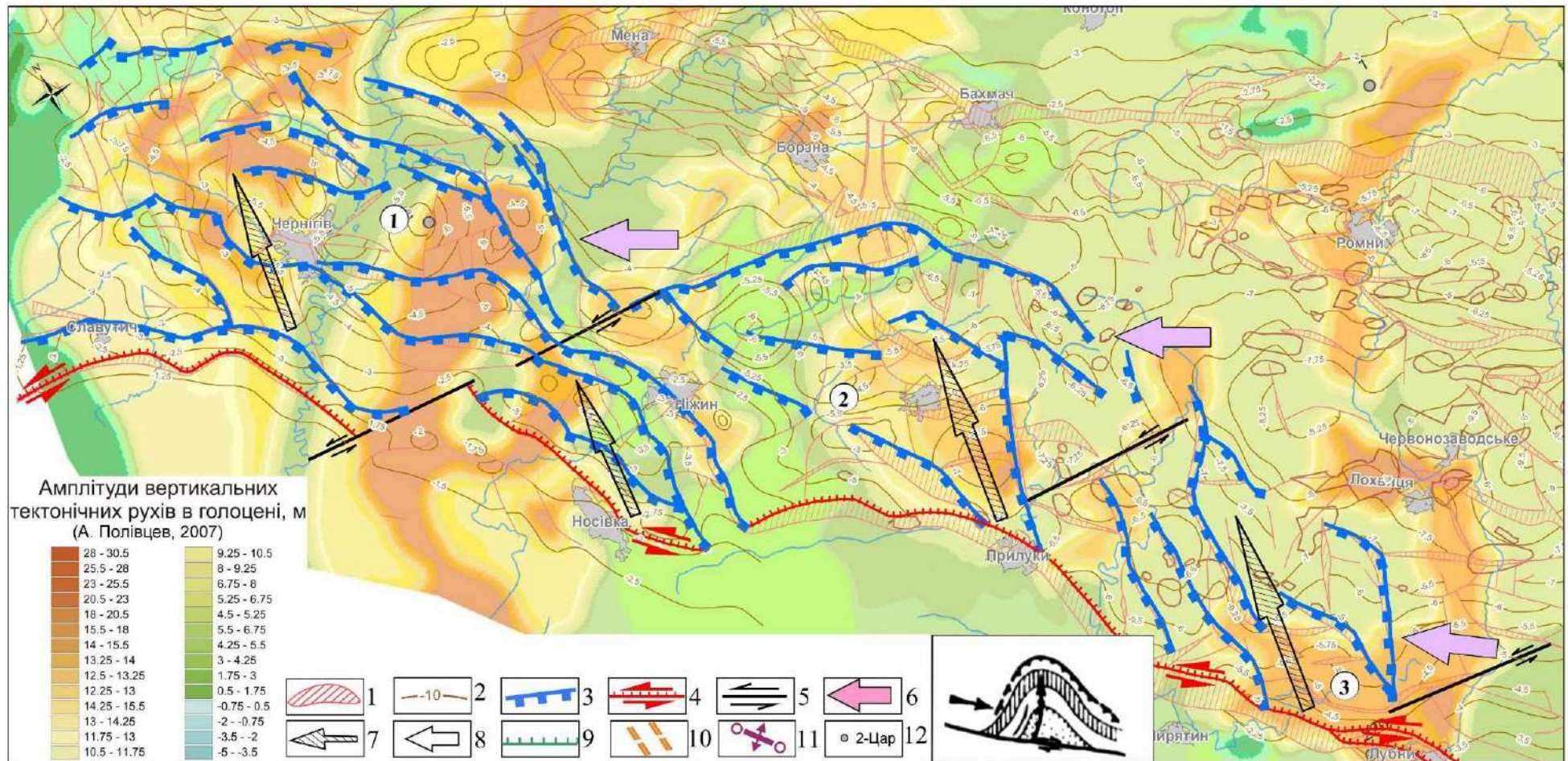


Рис. 5.6 Кінематичний механізм формування кулісного ансамблю динамічно сполучених структурних парагенезів реїдної деформації, сформованих за рахунок поздовжнього вигину геомас у горизонтальній площині на тектонічній схемі фундаменту південної прибортової зони Дніпровсько-Донецького палеорифту. На врізці: принципова модель поперечного ороклину вигинання (за М. Л. Коппом, 1991). ①-③: деформаційні структурні парагенези: ① Чернігівський, ② Ніжинсько-Ічнянський, ③ Прилуцько-Лубенський; Умовні позначення: 1 – розриви фундаменту; 2 – ізогіпси поверхні фундаменту [за М. Манютою, 1987]; 3 – структурні дуплекси стискання; 4 – південний крайовий розлом; 5 – зсуви-трансформи; 6 – напрямок переміщення геомасивів; 7 – напрямки витискання і зсувної течії; 8 – вектори локального розтягу; 9 – розриви розтягу-відриву; 10 – міжсегментні зони; 11 – вісь кінематичної симетрії - тектонічного розтікання; 12 – свердловини.

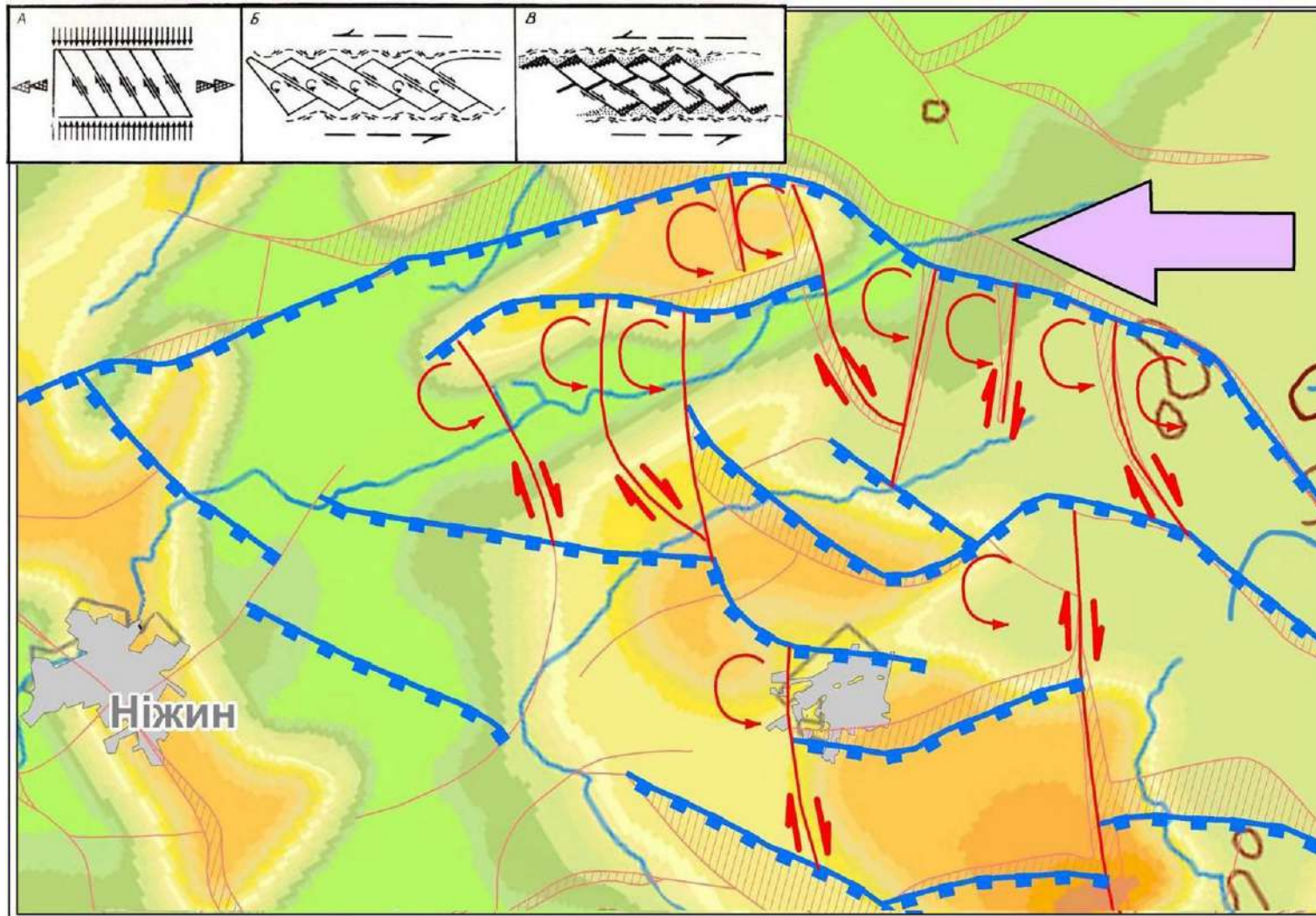


Рис. 5.7 Кінематичний механізм формування структурного парагенезу "ороклин поздовжнього вигину", сформованого у тильній частині Ніжинсько-Ічнянського структурного дуплексу стискання за рахунок узгодженого обертання тектонічних блоків за кулісною системою доменів-зсувів однойменної кінематики. Врізка: принципова модель структури типу "кісточок доміно" (за М. Л. Коппом, 1991): А, Б – до і після деформації; В – структурний рисунок. 1- границі парагенезів, 2- кулісні домени зсуво-скидів. Умовні позначення на рис. 5.6.

собою "ороклин поздовжнього видовження" в горизонтальній площині. Природним об'єктом, відповідаючим другому кінематичному механізму типу є Перещепинський структурний дуплекс стискання, виявлений у південній прибортовій зоні Ізюмського сегменту палеорифту (рис. 5.8).

В умовах деформування рифтогенної структури за рахунок різнойменних за кінематикою горизонтальних рухів вздовж двох динамічно пов'язаних діагональних систем горизонтальних зсувів, поступово відбувається крихко-в'язка деформація зони зсування через розсування геомас з компонентою обертання у різні боки з новоутворенням проміжного, трапецієподібного блоку [138]. На таких ділянках виникають тектонічні умови для відтоку у протилежних напрямках геомас із геоблоків, що зазнають деформації, з формуванням зон розтягу земної кори у вигляді лінзовидних структурних улоговин (рис. 5.8, врізка).

За даними аналізу структурних рисунків розривів фундаменту, таку природну геодинамічну ситуацію діагностовано в південній прибортовій зоні, над шовною зоною Верховцівсько-Льговського меридіонального глибинного розлому фундаменту (рис. 5.8). За геологічними даними та результатами кінематичного аналізу решітки тектонітів у поверхні фундаменту тут сформувалися дві різнойменні за кінематикою, динамічно пов'язані системи діагональних розривів, що підтверджують дані дешифрування матеріалів аерокосмозйомок О. Т. Азімова [115]. Внаслідок різноспрямованих за кінематикою рухів крил, в зоні їх динамічного впливу утворився новий проміжний трапецієподібний тектонічний блок, що зазнає занурення. У процесі локального розсування земної кори в межах цієї ділянки встановилася геодинамічна обстановка транстенсії. Через це проміжний блок у скодо-розсувному режимі зазнавав деформації розтягу, набувши трапецієподібної форми. В об'ємі новоствореного тектонічного блоку склалися геодинамічні умови для тектонічного розтікання активізованих геомас кристалічних порід у протилежних напрямках.

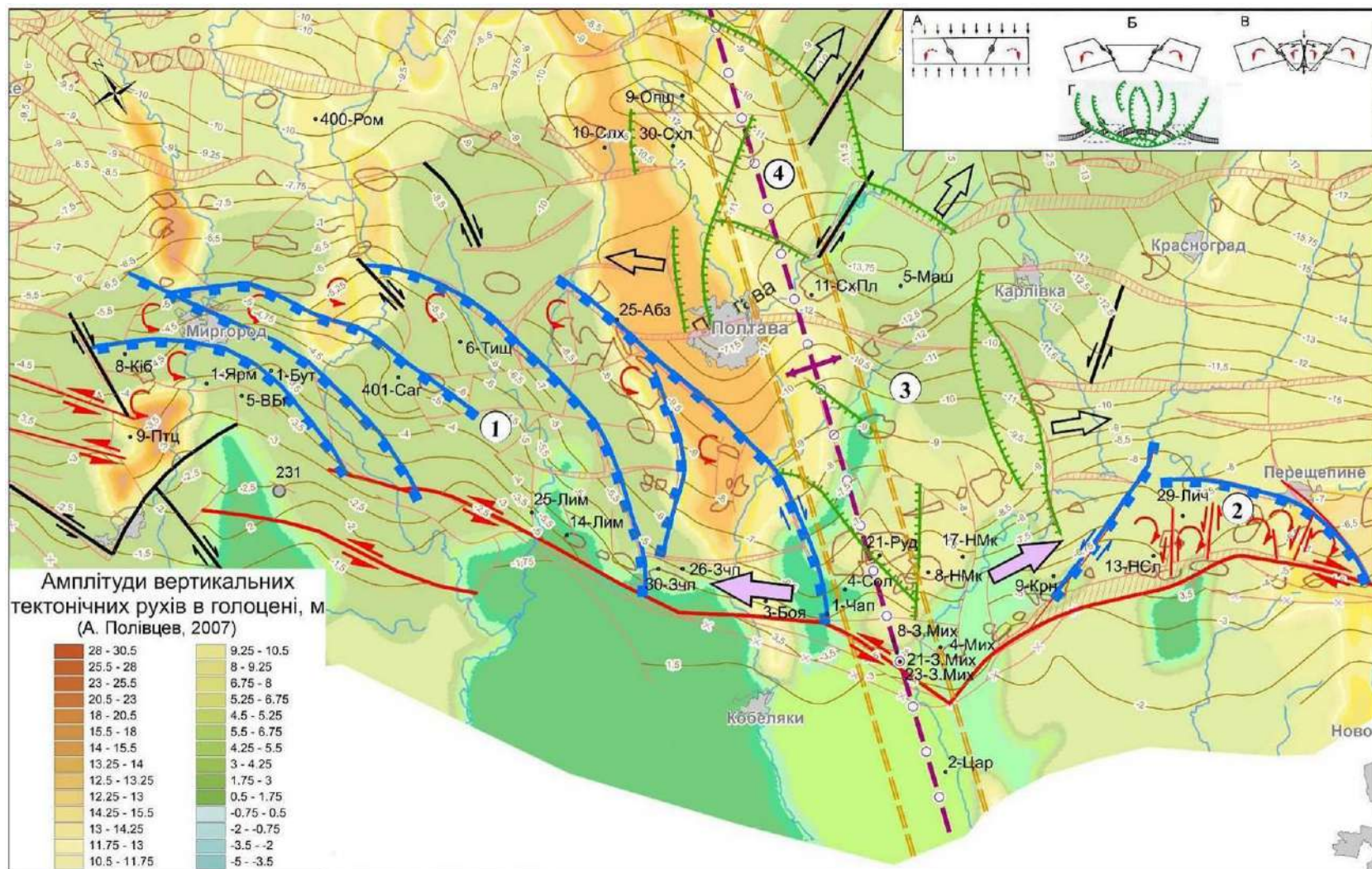


Рис. 5.8 Кінематичний механізм формування ансамблю структурних парагенезів тектонічної течії за рахунок різноспрямованих обертань блоків за двома динамічно пов'язаними діагональними системами горизонтальних зсувів різнойменної кінематики на тектонічній схемі фундаменту південної прибортової зони Дніпровсько-Донецького палеорифту. На врізці: А – В – кінематична модель, Г – структурний рисунок, (за М. Л. Коппом, 1991). Цифри ①, ② – прирозломні структурні парагенези поздовжнього вигину в горизонтальній площині, сформовані у діагональних системах розривів: ① у північно-західній – Миргородський; ② у північно-східній – Перещепинський; ③ – лінзоподібна структура розсування – Михайлівський прогин. Умовні позначення на рис. 5.6.