

І. С. Рослий

ДО ГЕОДИНАМІЧНОЇ МОДЕЛІ ДОНЕЦЬКОЇ СКЛАДЧАТОЇ СПОРУДИ І ПЕРЕХІДНОЇ ЗОНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКА ЗАПАДИНА — ДОНБАС

Продолжена геодинамическая модель Донецкого складчатого сооружения, построенная на материалах регионального сейсмического профиля Старобешеве-Луганск. Обобщены геологические и геолого-геофизические данные для районов Бихмутской и Кальмиус-Торетской котловин, обоснованы сущность и новизна структурно-геологического содержания переходной зоны от Дніпровсько-Донецької западини к Окремітцям Донбасу. Изложен взгляд на перспективы нефтегазоносности отдельных районов Донбаса и переходной зоны.

The geodynamic model of the Donetsk folded construction, made on the foundation of data material of the regional profile of Starobesheve-Lugansk, is being offered. Geological and geology-geophysical data concerning the regions of Bihmutskaja and Kalmius-Torotska cavities have been generalized, the new understanding of the essence and of the structure — geological content of the transitional zone which spreads from the Dnieper-Donetsk cavity to the Donbass of rock masses uncovered has been substantiated. The view of perspectives of oil and gas presence in separate regions of Donbass and in the transitional zone has been stated.

Вступ. У фундаментальній праці "Теоретические проблемы современной тектоники" (Геол. журн. — 1985. — Т. 45, №№ 2 — 5) акад. НАН України І. І. Чебаненко наголошує на необхідності прояснення у дослідженнях зовнішніх об'єктів геологічних тіл з внутрішньою їх будовою, механізмами і процесами у загальній історико-геологічній моделі окремих об'єктів земної кори. Для геодинамічних досліджень Донецька складчаста споруда (ДСС) є унікальним об'єктом. Це своєрідний природний геологічний гіпоцентр тектоорогенії — геодинамічний концентрат вертикальних і бізновекторних горизонтальних рухів глобального, регіонального і локального рангів, що супроводжувалися магматичними процесами, седиментогенезом, літогенезом, епігенезом, гіпергенезом та іншими ендегенними й ексоденними факторами. За післявоєнний період геологічного вивчення ДСС проблемні питання тектоники і динамічного розвитку регіону були предметом уваги В. С. Попова, В. К. Куліковського, І. І. Бордуліна, І. О. Геркаленка, Р. М. Смілика, О. К. Михальова, К. О. Соборнова, М. Л. Хацкеля, О. М. Істоміна, Я. І. Кутаса, І. К. Пашкевича, С. М. Стовби, М. І. Фядошук, В. Д. Омельченка, Т. М. Галко, В. В. Юдіна, І. С. Рослого та ін. [2–7, 9–12, 15]. Наші висновки ґрунтуються на даних таких багаторічних геологічних досліджень Донбасу і прилеглих до нього територій та зіставленні їх з останніми матеріалами інтерпретації фрагмента сейсмопрофіля Старобешеве-Луганськ (DOBRE) у виконанні С. М. Стовбою та ін. [2]. У запропонованому варіанті стратифікація повного комплексу кам'яновугільних порід заперечень на викликає. Відносно достовірно зафіксовано положення підосви карбону, що представлена потужною турнійсько-нижньопіснійською карбонатною товщию. Складною, але логічною, на перший погляд, зображена структура поверхні кристалічного фундаменту. Недостатньо зрозумілий рисунок сейсмічних відображень девонського комплексу між названими реперними горизонтами нами схематизований за аналогією з геологічною інтерпретацією регіональних профілів південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини — ДДЗ (Близнюки-Пів.Голубівка, Мечебилоске-Бригадирівка, Лозова-Стара Покровка та ін.), а також згідно з даними геологічних досліджень доловських відкладів ("білого", "бурого" і "сірого" девону) у відслоненнях Південного Донбасу [3, 13]. Звичайно, така схема має умовний характер, проте зона дозволяє скласти уявлення про рифтову поведінку Донбасу на девонських етапах його розвитку.

Геодинамічна модель Донецького басейну. У додевонський період територія Донбасу була палеоплентом Сарматського щита, в середньому девоні почала формуватися

© І. С. Рослий, 2007

щина полого Дніпроєсько-Донецька синекліза. Геолого-картувальними роботами у Південному Донбасі виявлені відклади живецького ярусу так званого "білого девону". На кристалічному фундаменті послідовно залягають: пащка грубозернистих порід — гравеліти, аркові, пісковики з прошарками аргілітів загальною потужністю до 40 м; пащка теригенно-карбонатних порід (до 50 м); пащка сірих вапняків (до 50 м); пащка вапнякової брекчії потужністю 60–100 м. Стратиграфічно вище лежить перехідна (D_2-D_3) товща "палеобазальтів" антонівської світи — спіліти, корамофіри, порфірити, туфи, туфобрекчії, туфоконгломерати загальною потужністю 200–500 м, які, в свою чергу, перекриті червоно-бурими та бурими крупногальковими конгломератами, поліміктовими гравелітами й аргілітами загальною потужністю до 250 м ("бурий девон") [13].

Наведену характеристику розрізу в якості вірогідного припущення можна розповсюдити на осьову зону Донецького басейну і стверджувати, що дорифтову синеклізу субрегіону вповнюють відклади "білого девону" (D_2) і породи нижньофранського під'ярусу, що разом утворюють товщу потужністю до 1000 м. У франський вік виникли глибинні розломи і почалися активні вулканічні виверження, особливо інтенсивні в осьовій зоні по шлітинному розриву, що визначило місцоположення сучасної Головної антикліналі. Тобто, почалися процеси рифтогенезу. Немає підстав стверджувати, що це був автономний процес, незалежний від процесів рифтогенезу Дніпровської системи грабенів. У всякому випадку, морфологічні ознаки палеорифту франського етапу розвитку ДСС не мають порівняльних відмін від ознак палеорифту Дніпровсько-Донецького рифтогену (ДДР). Суттєва відмінність полягає тільки в тому, що на ділянці Палеодонбасу не відбувалося соленакопичення, яке спостерігалось в західних частинах ДДР (рис. 1).

На фаменських геодинамічних етапах процеси рифтогенезу стали потужнішими, з широким охопленням бортових зон. Підтвердженням такого висновку може бути "бурий девон" південного борту ДСС. Ця товща потужністю близько 400 м представлена чергуванням сірих вапнякових гравелітів і пісковиків, глинистих сланців і попільних туфів. Весь літологічний комплекс залягає на розмитій поверхні фланських відкладів [13]. На цьому етапі промивка основний грабен, ширина Донбаського грабена досягла 90 км, повсюди порушення ускладнили бортові зони. Зона осьового грабена занурилася до глибини близько 8000 м. Але через відсутність соленої товщі локального чи зонального структуроутворення не відбулося. Наприкінці девону як структура створення осьового лінійного вулканічного масиву проявилася Головна антикліналь. Слабкі ознаки надрифтового структуроутворення спостерігаються у південній прибортовій зоні (рис. 1, фрагмент б).

Донбаський рифтогенез, вірогідно, відбувався "за білоруським сценарієм", тобто по системі вістричних порушень, внаслідок деформації і горизонтального розтягу з відповідним опусканням системи блоків [9]. За вимірами горизонтальних складових амплітуд скидів горизонтальний поперечний до рифтогену розтяг наприкінці девону становив 10,7 км [9].

Товща суцільних вапняків турнейського ярусу потужністю від 90 до 300 м, що трансресивно залягає на розмитій поверхні теригенних і теригенно-ефузивних порід або на кристалічному фундаменті [14], свідчить, що на турнейському геодинамічному етапі Донбаський рифт був похований. Спокійне карбонатне осадконакопичення в умовах мілководного теплого моря відбувалося на великій території Донецької антиклізи, Донбасу й Українського щита (УЩ). Такий режим продовжувався до середини візейського віку — турнейська товща стратиграфічно була наражена суцільними вапняками S_1 зон *a*, *b*, *c*, *d*, *e* та *f* загальною потужністю 200–280 м [14]. Тобто, відбувалося повільне, але стабільне занурення субрегіональної системи з незначними випереджувальними рухами зони Донбаського грабена.

Наприкінці девонського періоду і в перших еоценовієвських періодах відбулася зміна геодинамічних режимів, тобто інверсія — деформації розтягу перейшли в режим стиснення, який по РП 20 лінійно визначений відстанню зближення літосферних блоків до 2,7 км. Після стабілізації геодинамічних напружень, що виражалася в спокійному карбонатному осадконакопиченні протягом орієнтованих 10 млн. років ($S_1+S_2+V_1$), субрегіон знову зазнав дії деформацій розтягу, режим якого практично існував протягом всього пізньовізейського часу. Розтяг одночасно супроводжувався інтенсивним просіданням грабена і виповненням синеклізи,

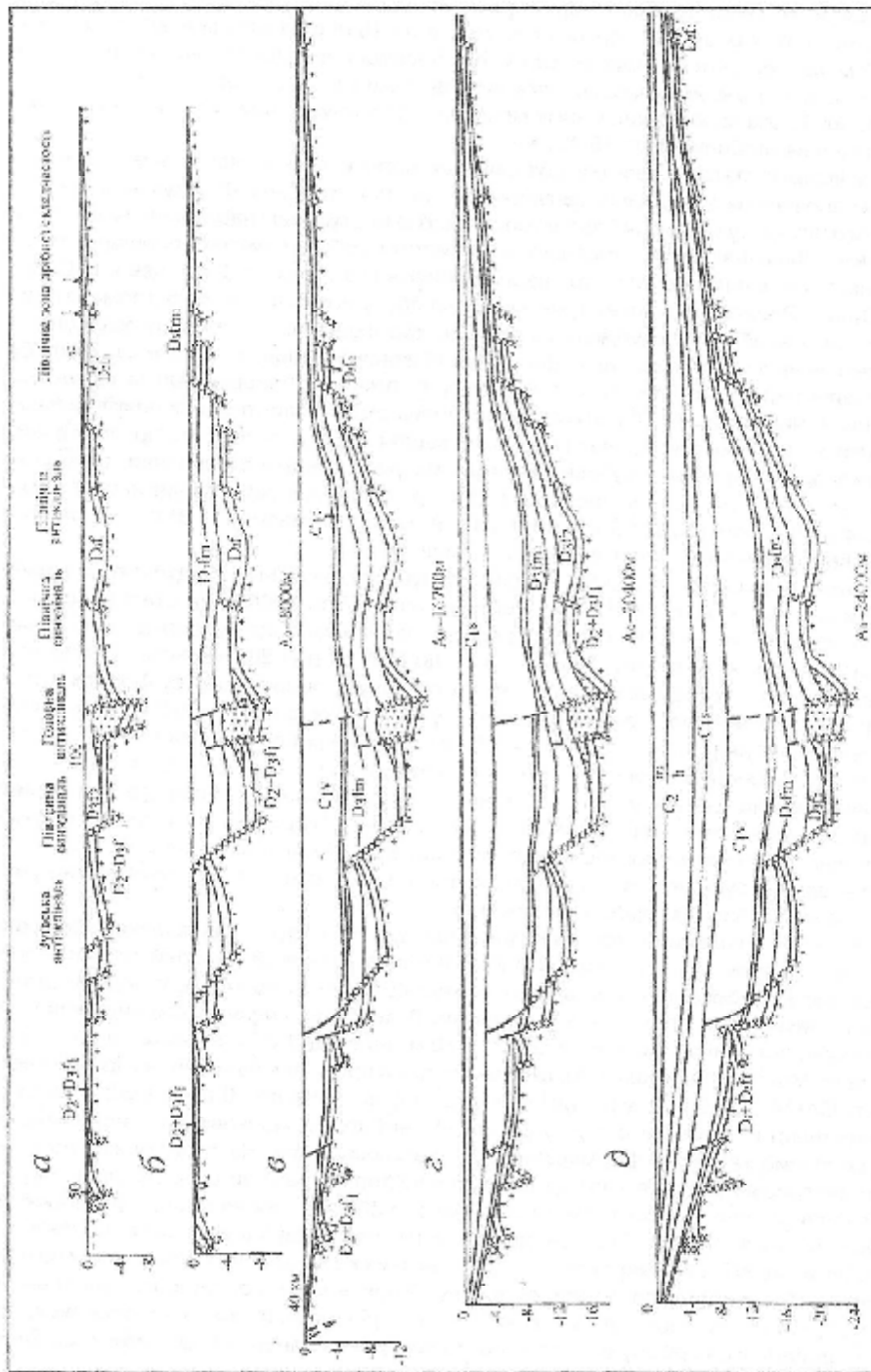


Рис. 1. Збалансована геодинамічна модель Донецької складчастої структури РП Старобільська-Луїанька (DOBRE) Гесдинької етапів розквітту: а — фаланський; б — фаланський; в — туркесько-фаланський; г — туркесько-фаланський; д — середньо-каміньчугський. Склад: С. С. Родік на сейсмостратиграфійній основі С. М. Стрельні, Ю. П. Майстрові, Р. А. Сидоренко, І. А. Дольгова, З. Я. Воробіцького

що утворювалося глинистим та дрібнозернистим осадочним матеріалом. Подекуди виникали скидові деформації. Загальнопоперечне розширення на пізньовізейському етапі розвитку досягло близько 13 км, а вертикальне занурення осьової зони — понад 5 км (рис. 1, фрагмент а). У розрізі під'ярусу простежено до 16 прошарків вапняків потужністю від 0,2 до 1,7 м, що чергуються з шарами аргилітів, алевролітів, дрібнозернистих пісковиків та рідкісними малопотужними прошарками вугілля. Такий розріз свідчить про настійкий палеокліматичний режим і коливальні рухи морського басейну. На цей час осьова зона грабена опустилася на глибину понад 16 000 м.

На серпухівських етапах розвитку розпочалося поперечне горизонтальне стиснення субрегіону з одночасним поступовим зануренням складного грабона. Формування нижньосерпухівського під'ярусу (зона S_4v_2) характеризувалося поступовим наближенням до інварсійного режиму, збільшенням у розрізі частки глинистих і дрібноуламкових прошарків порід з одночасним зменшенням нектів і прошарків вапняків (10 у підзоні S_4v_2 , дев'ять S_4v_2 і шість — у S_4v_1). Розріз верхньосерпухівського під'ярусу починається з конгломератоподібного пісковика, який може слугувати свідченням короткочасного перериву осадконакопичення і гравіційного стиснення. Вище над пісковиком залягає вапняк O_2 світу S_4^1 . В цілому розріз верхньосерпухівського під'ярусу потужністю близько 900 м складений піщано-глинистими породами з багатьма (до 50) прошарками і верствами вапняків та більш рідкими тонкими прошарками вугілля [14]. Такий характер розрізу свідчить про часте чергування міжководно-морських і субконтинентальних умов осадконакопичення, опускання центральної частини території (по профілю) в дію зустрічних горизонтальних напруг з протилежних біртів (на схилах УЩ і Воронежського кристалічного масиву — ВМ) і, можливо, з незначними вертикальними підйомами (рис. 1, фрагмент в).

Башкирський етап розвитку Донбасу характеризувався циклічним осадконакопиченням з відкладами загальною потужністю від 1200 м на заході і до 3500 м на сході басейну. В поперечному розрізі по профілю ДОВРЕ ярус має палеоінвазіоподібну форму залягання з максимальною потужністю в центральній зоні — до 2500 м (РП 20). Ритмічне чергування аргилітів, алевролітів і пісковиків у складі п'ятих світ ярусу обов'язково супроводжується численними верствами і прошарками вапняків і вугілля. Відомо до 58 прошарків вапняків, до 26 вугільних пластів робочої потужності і багато вугільних пропластків [14]. Морська і прісноводна фауна, релікти флори і літологічний склад ритмічно чергуються свідчать про спокійний геодинамічний режим у Донбасі. Переважали неотектонічні епідрогенічні рухи з можливими нечітко вираженими горизонтальними напруженнями. У субрегіоні протягом башкирського ярусу як мінімум 26 разів спостерігалися морські умови осадконакопичення, які стільки ж разів змінювалися субконтинентальними і континентальними палеогеографічними умовами, які супроводжувалися терифонакопиченням.

Літологічний і фаціальний склад відкладів московського ярусу відзначається великою мінливістю як у розрізі, так і по площі розповсюдження. В нижній і верхній частинах розрізу переважають грубозернисті пісковики з потужністю пачок до 140 м. У східній частині басейну пісковики часто переходять у грауваки. В середині ярусу відомі численні прошарки вапняків, потужність яких інсіді досягає 20 м (на сході ДСС), а також пласти і прошарки вугілля. Максимальна кількість робочих пластів припадає на середню частину розрізу — світу S_4^1 [14]. В цілому, у розрізі ярусу провідковано до 30 прошарків вапняків і 25 вугільних пластів. Отже, літолого-стратиграфічний склад московського ярусу вказує на трансгресивний характер формування ДСС на цьому етапі. На початку віку потужна морська трансгресія почалася зі сходу, з боку валу Карпінського, що свідчать грауваки і формування значно більшої потужності ярусу (до 3000 м), ніж на заході субрегіону, де потужність становить 1000 м. Після активної початкової стадії занурення геодинамічний режим стабілізувався і набув характеру спейрогенічних коливальних рухів, схожих на рухи попереднього башкирського етапу розвитку. Враховуючи коефіцієнти ущільнення нижньо- і середньокам'яновугільних комплексів порід, можна зробити висновок, що наприкінці середнього карбону осьова зона Донбасу була занурена на глибину до 24 км від рівня моря (рис. 1, фрагмент д).

Субконтинентальний режим з формуванням глинистих строкатоколірних відкладів був властивий початковій стадії пізньокам'яновугільної епохи. Поступова зміна такого режиму характеризується появою розриву з потужними ланками пісковиків, перед яких простежується до восьми процесів вапняків і кількох пропластків вугілля, в цілому складаючи товщу зони S_{2a} потужністю близько 500 м. Перекриваючи 450 м розриву (зона S_{2b}), фактично повернуто характер ритмічності попередньої зони, але остання доповнюється прошарками брекчійованих вапняків. Така суттєва особливість зони дозволяє зробити припущення про початок деформацій стиснення, міжпластових переміщень і відповідного розділення порід по довзі після їх утворення. Це може бути час формування строкатоколірної товщі зони S_{2b} з траверелітами і конгломератоподібними пісковиками — свідками інверсійного режиму, що змінився субконтинентальним режимом більш пізнього часу формування крупнозернистих пісковиків з великою кількістю уламків стовбурів араукарій (зона S_{2d}). В зонах S_{2c} і S_{2d} розриву верхньокам'яновугільних відкладів простежено до 14 витриманих маркувочних горизонтів вапняків [14], що говорить про часту зміну морських і континентальних умов осадконакопичення. На території Донбасу поліфаціальна товща верхньокам'яновугільних відкладів досягла потужності 2500 м. Проте у Відкритому Донбасі розрив у такому обсязі не зберігався, як на збереглися і більш пізні комплекси пермі і мезокайновою (рис. 2).

У ранньопермську епоху почався інтенсивна геодинамічна і палеогеографічна перебування всього Дніпровсько-Донецького регіону, включаючи і Донбас. У ДДЗ активно формувалися еваніпритові відклади, які перешаровувалися в теригенними; на окремих ділянках комплекс досягав значної потужності. Чи формувалися вони на території тодішнього Донбасу? Не можна однозначно стверджувати, що їх потужність там була такою ж, як у Бахмутській чи Кальміуській котловинах (Р — 1300 м, Т — 520 м, J — 800 м, К — 600 м і КЗ — 100 м [4]). З пермського періоду Донбасська прострифта синкліла почала переформуватися у складнасту споруду внаслідок горизонтального стиснення і різноспрямованих напружень в той час як Бахмутська і Кальміуська депресії продовжували свій розвиток у звичайному геодинамічному режимі, хоч дещо відмінному від формування Дніпровсько-Донецького алаколену (ДДА). Цілком справедливо деякі автори стверджують, що ця зона є перехідною між ДДА і ДСС [2, 4, 10] і в мікрорегіональному плані називають її "зоною Керченсько-Слов'янського розлому" з шириною до 140 км на півночі і 30 км на півдні [2], або ж "переддонецьким прогином" [3].

Вперше поняття "переддонецький прогин" запропонував І. Ю. Лапкін у 1951 р., маючи на увазі структурну форму Бахмутської котловини. З позицій літолого-седиментологічного моделювання Донбасу В. С. Попов [3] критикував таку точку зору. Проте, якщо враховувати синклінальну форму тільки вапняків К, L, M, N, O, P і відносну потужність мезозою Кальміусько-Торецької котловини, то остаточно можна назвати таким же "прогином". А в палеочасі, проігнорувавши західну перикліналь Голівної антикліналі, яка почала активно формуватися в герцинську тектонічну епоху, можна окреслити поперечну синкліналь перед Відкритим Донбасом. Тому цілком логічно таку синклінальну зону можна назвати порівняно з усім "перехідною". Західною граничною межею визначеної у такий спосіб перехідної зони є Дзержинський поперечний глибинний разлом [10]. За східну межу можна прийняти зону Войківського розлому амплітудою понад 2000 м [5].

Структура та геодинаміка перехідної зони ДДА — ДСС. У ранньому рифей на межі Сарматського щита і ділянки сучасної Прикаспійської западини формувалася структура Дно-Ведмедицького рифтогену субмеридіонального північно-східного простягання [1]. Рифтові комплекси тривалий час розвивалися з поверхні до часів поховання девонськими відкладами, що на той період формувалися на значній площі Сарматського щита і Прикаспійської западини. Ортогонально до рифтогену в силурійський чи на початку девонського періоду відбулося правостороннє скидо-зрушення, внаслідок якого Воронежська антикліла і основна північна частина Дно-Ведмедицького рифтогену була зміщена на схід на відстань до 250–300 км [8, 9]. А південна "хвостова" частина залишилася нерухомою, над якою пізніше утворилися Кальміуська і Бахмутська депресії. Звернімо увагу на деякі докази такого динамічного механізму перехідної зони ДДЗ (ДДА) — ДСС.

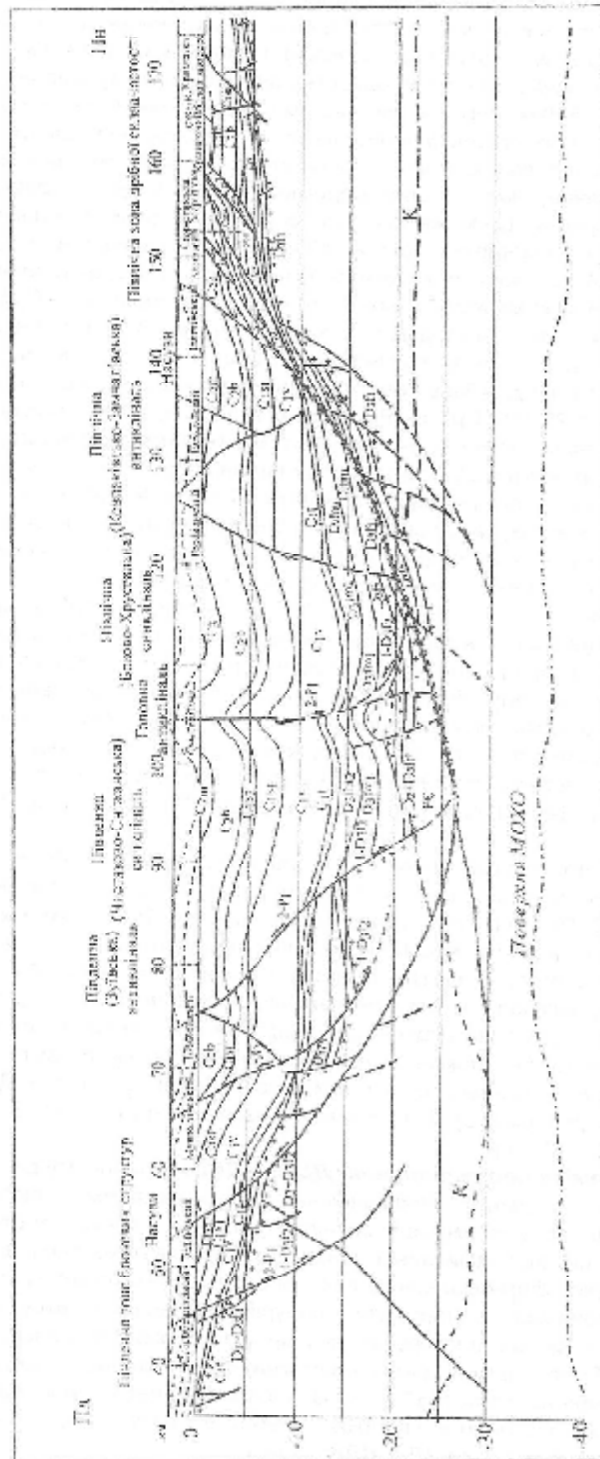


Рис. 2. Сейсмолінійний розріз складчастого Донбасу по РП Старобешче-Луганок (DOBRE).
 Геологічна інтерпретація І. С. Рогозини на сейсмографічних даніх С. М. Стриги, Ю. П. Уманського, Р. А. Сіфранюка, І. А. Пилипенка [12]

На рис. 3 показана схема зон глибинних розломів та основних різновікових дис'юнктивних і п'яктивних порушень осадового чохла. За даними глибинного сейсмічного зондування (ГОЗ) по профілю ХІ Менебілове-Артемівськ-Свердловськ за характером середніх швидкостей сейсмохвиль у проміжку пікстів 250–350 проявляється грабениподібна структурна форма. Вона обмежена глибинними розломами, які досягають верхньої мантії [2, див. рисунок], наліваючи їх Карлівсько-Слов'янською тектонічною зоною. Ця зона разом з мережею інших глибинних розломів охарактеризована також в роботі Р. М. Смішка [10]. Останній стверджує, що по західному (Даржинському) поперечному глибинному розлому (I-I) відбулося зрушення Дружківсько-Костянтинівської антикліналі на північ щодо Головної антикліналі, безумовно, вже на посткам'яновугільних етапах розвитку Донбасу. На південно-західному крилі Каломіуської котловини та околиці с. Павліве розлом у кристалічному фундаменті виражений скидом амплітудою 1000 м [3]. На східному борту котловини встановлено Войківський розлом амплітудою близько 2000 м. Він простежується на значну відстань на північ, а на півдні у Придонецькому кристалічному масиві схований під відкладами мезозою і кайнозою [3]. Такі дані дозволяють з високою вірогідністю допускати, що західний (I-I) і східний (II-II) глибинні розломи (рис. 3) є реліктами крайових розломів південної автономної гілки Діно-Ведмедзького рифейського рифтогену, північна частина якого в додевонський час по скидо-зрушенню III-III була зміщена у східному напрямку [8, 9].

Не виключено, що правостороннє зрушення на рифтогенному етапі (D₃t₂) відбулося також у єдиній прямолінійній зоні Дружківсько-Орловської антикліналі (IV-IV). Внаслідок поперечного горизонтального розтягу в зоні розпочалися щільні вулканічні вибування, які згодом стали стержневою системою для зародження і формування єдиної антиклінальної зони. Аналогом подібної зони може бути Анісівська антикліналь на північному заході ДДА. Свердловинами глибокого буріння в ядерній частині складки розкриті піларити та інші вулканічні породи, які не залишають сумнівів щодо природи Анісівської складки. Твердження деяких геологів, що в ядрі Головної антикліналі зберігся соляний релікт [12], не можна вважати аргументованим. По-перше, на глибині понад 20 000 м у надрах ДОО створюється геостатичний тиск понад 30–40 кБар; по-друге, температура тут досягає близько 800°C, що дорівнює температурі плавлення кам'яної солі. Тобто, якщо у ДОО на глибині 20 км існувала сіль, то вона була б розплавлена, витиснута по розривних порушеннях або ж розпорочена в порак, тріщинах і щілинах оточуючих порід. Тому припущення, що в основі Дружківсько-Орловської антиклінальної зони залігають вулканічні породи, на наш погляд, є більш аргументованим.

Активне горизонтальне стиснення Донбаського авлакогену відбувалося на початку микіп'яського часу ранньопермської епохи, продовжувалося протягом формування солоних відкладів слов'янської і краматорської світ синеклізної форми — в залязлій фазі складчастості. Тангенціальні напруження ділилися на обох бортих синеклізи, були відносно рівномірними; вірогідно, почалися інверсійні вертикальні рухи, тому першочорго стала формуватися антикліналь над щільним вулканічним пасмом. Це була єдина антиклінальна зона без відокремлення Дружківської антикліналі та інших локальних структур. На нижньопермських відкладах у західному напрямку антиклінальна зона простежена до Лизовської структури й Олексіївського соляного валу. До цього часу ні ранні рифейські глибинні розломи (рис. 3, розломи I-I, II-II), ні більш пізні крайові розломи Дніпровського грабена (III-III, V-V і VI-VI) жодним чином себе не проявляли. Можливо, що верхньокам'яновугільні відклади і хемогени нижньої пермі перекридали весь Донбас. До тріасового періоду тангенціальні геодинамічні напруження діяли однаково як у південно-східній частині ДДА, так і Донбасі. Горизонтальні зсувгові деформації вздовж цього регіону активувалися в ранній пермі і на початку тріасу (пфальська фаза), про що свідчать поховані під теригенними краматорськими відкладами соляні штори у ДДА.

У тріасовий період розпочалася суттєва перебудова структурно-тектонічного плану Донбасу. Це може бути пов'язано з глобальними геодинамічними процесами розширення Землі, що на окремих ділянках виражалось рифтогенезом. Відомі тріасові рифтогенні зони, як правило, мають субмеридіональне простягання. Яскравим прикладом може слугувати

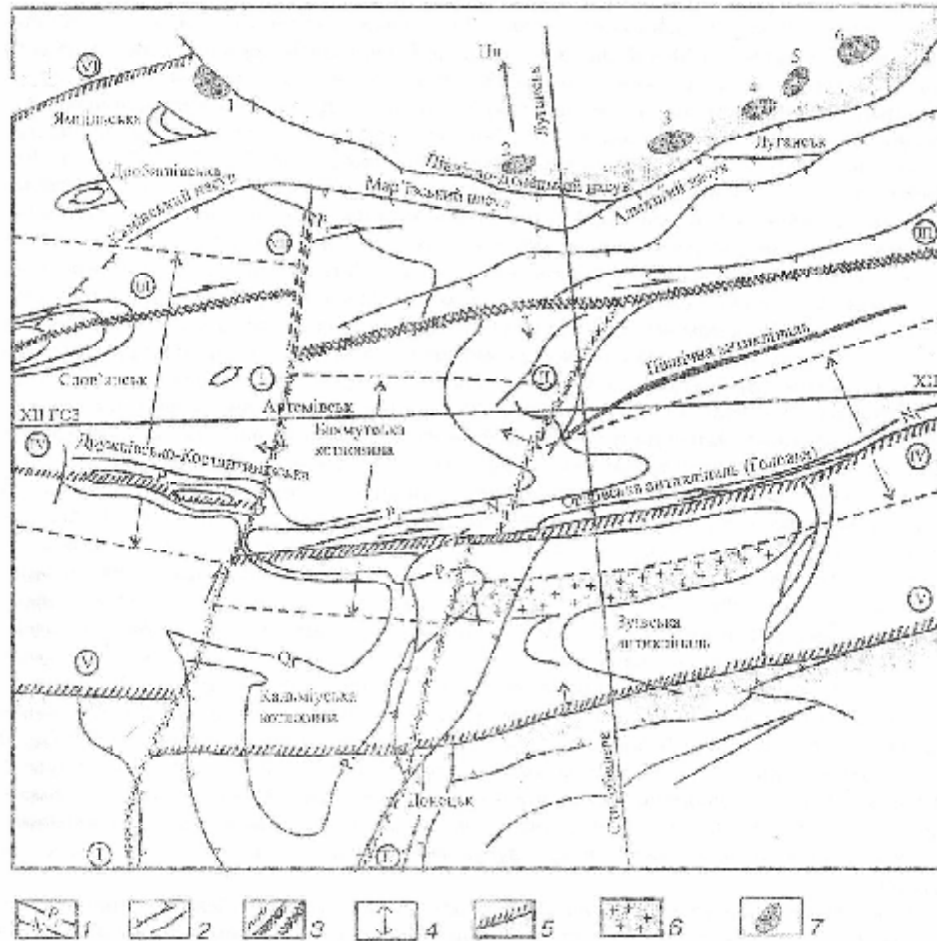


Рис. 5. Система глибинних розломів у перехідній зоні ДДЗ–Донбас (за матеріалами [2, 3, 9–12])

1 — старіший горизонті вапняків карбону; 2 — насути і розриви порушеня герцинської кимрійської і ларамійської тектонічних площ; 3 — глибинні розломи; 4 — Дніпровський газотривоків, регенерований по ліфайському; II — звідний — ригаторований по рифайському; III — основний докембрійський надлізбенний опаніи (сидо-арудіанія); IV — оарднікодалаєт-віско-франкоий розлом коулені-ословного типу; V, VI — крайові розломи рифто-літеного періоду (D, F, Tr); VII — мезозой-кайнозойські порушення; 4 — основний палеограбен D₁Tr₂; 5 — бортової зони ДСС; 6 — присловий виступ фундаменту; 7 — родовища газу: 1 — Кривополовська, 2 — Муратівська, 3 — Лобачівська, 4 — Вергуїнська, 5 — Кондранівська, 6 — Сельбівська

Західно-Сибірська рифтогенна зона довжиною близько 2000 км, надрифтова синекліа якої, як відомо, має унікальні родовищами нафти і газу. Створібно позначилися геодинамічні напруги розтягу субширотного вектора на регіональних структурах ДДА і Донбасу — це стиснення і виникнення нових здвиганих деформацій вздовж осі субрегіонів, похвалення ортогональних розривних порушень як у фундаменті, так і осадочному чохла. З аказаними явищами ми пов'язуємо формування аномальних градієнтів потужності термодинамічних відкладів у таких доперпендикулярних до ДДА структурах, як Орданівська і Синівська депресії, на деяких локальних ділянках (наприклад, Гужівська тераса). Субширотними напругами Євразійського континенту ми також пояснюємо регенерацію Донбаської гілки Діно-Ведмединського

рифейського грабена, яка відбулася у середньому триасі. Крайові глибинні розломи *I-I'* та *II-II'* рифейського грабена (рис. 3) досягли триасової поверхні. Дніпровсько-Донбаська авлакогенна система, що до триасового періоду розвивалася як спільна зона, найвірогідніше, під впливом відного геодинамічного двохвела з середньотриасової епохи набула різнонаправленості у своєму розвитку — над рифейським грабеном виникли Бахмутська і Кальміуська котловини, що інтенсивно почали би розвиватися піщаним матеріалом [14], а східна частина ДСС від розлому *II-II'* продовжувала розвиватися; західна від розлому *I-I'* частина ДДА формувалася у звичайному для авлакогену режимі. Наприкінці триасу вектор геодинамічних напружень змінювався з субширотної на субмеридіанальний. По правосторонньому здевігу в зоні регенерованого розлому *I-I'*, названого Р. М. Смішком Держинським, відбулося зміщення Дружківсько-Слов'янського блока ДДА на 20–24 км у північному напрямку. Між Дружківською антиклінальною і крайовим порушенням У утворилася Торецько-Калінінська синкліналь*, яка розміщена ортогонально щодо Кальміуської котловини. Внаслідок інтенсивного стиснення Донецького блока формувалися Зуївська (Південна) і Ковпаківсько-Замчалівська (Північна) антиклінали, а також розвивалися насувні деформації. Створилося враження, що стиснення було двостороннім — як з боку УШ, так і ВКМ. Не виключено, однак, що стиснення виникло внаслідок трансформації реверсивного підйому верхньої мантії, раніше уявленої. Структурно-тектонічна модель Кальміусько-Бахмутського блока дає підставу вважати, що під цей час був нерухомим і всі горизонтальні і вертикальні рухи і напруження сприймав на себе як з боку Донецького, так і Дніпровського тектонічних блоків, займаючи положення "перехідної зони".

У ДДЗ в юрський період спостерігався відносно спокійний геодинамічний режим розвитку з переважно плинним осадконакопиченням. У морських і континентальних фаціях юрські відклади потужністю до 600 м встановлені у Бахмутській і Кальміуській котловинах. Можна припустити, що над регенерованим у триасі грабеном в умовах Кальміусько-Бахмутської синеклізи нагромаджувалося значно більше відкладів, ніж у Відкритому Донбасі, де зараз вони не збереглися, проте це не означає, що там їх не було. З великою вірогідністю можна припустити, що вся площа Донбасу була перекрита юрськими відкладами потужністю 300–400 м переважно в морських фаціях і плинного складу, що створювали закритість, автоклавні умови для чого з розлому.

На крейдовому інверсійному етапі продовжували формуватися структури насувних деформацій, а також ілікативних складок. Відбувалася потужна денудація структурно-тектонічної споруди, що розміщувалася у східній і південно-східній частинах від розломної зони *II-II'*. На етапах ларамійської тектонічної фази (K_2m-Pg_1) ерозійні процеси знищили понад 4000 м літофаціальних нашарувань крейди, юри, триасу, пермі і верхнього карбону, а родовища, які, можливо, до цього часу існували, були зруйновані. На еоцен-неогеновому етапі майже повністю були розмиті московські відклади і значна частина башкирських, тобто розкрили ДСС. Фундамент осьової частини Донбаського складного грабена на мезозойсько-кайнозойських геодинамічних етапах зазнав інверсійних піднімальних рухів сумарною амплітудою до 8000 м.

Висновки. ДСС на початкових стадіях розвитку формувалася як Донбаський рифтоген з дорифтовим синекліазним, рифтовим і пострифтовим синекліазним (авлакогенним) періодами. Процеси рифтогенезу у пізньофранський і фаменський віки в межах ДДР і ДСС мали єдину геодинамічну причину — континентальний горизонтальний розтяг у зоні Сарматсько-Тураницького лініаменту. Рифтогенез девонського періоду у межах ДСС своїм механізмом і основними структурно-тектонічними елементами був схожий з рифтогенезом ДДР. Єдина принципова відмінність Донбаського рифтогенезу була обумовлена відсутністю девонської солі й відповідного галокінезу. Принципово подібним був пострифтовий синекліазний період розвитку регіону. Генетична відмінність пов'язана з попередньою причиною — відсутність девонських соляних товщ зумовила пасивний синеклізно-моноклінальний характер розвитку на кам'яновугільних етапах. Тому конседиментаційного формування локальних

* Широко вживаний термін "Кальміусько-Торецька котловина" у генетичному трактуванні є невідланим.

нафтогазових структур у ДСС не було. Практично для формування всіх кам'яновугільних комплексів характерним є ритмічне надкопичення з частим чергуванням пісковиків, вапняків, аргилітів і вугільних пластів, особливо для середньокам'яновугільних відкладів. Принципова структурно-тектонічна перебудова Донбасу відбувалася на ранньопермсько-тріасових геодинамічних етапах — над похованим ортосинальним рифейським грабеном почали автономно формуватися Бахмутська і Кальміуська котловини з розпорваними західним і східним рифейськими глибинними розломами, що в цілому створили перехідну зону від ДДА до ДСС; розкидалися адвиги, насувні деформації і плікативна складчастість. На девонських рифтогенних етапах поперечний горизонтальний розтяг досяг амплітуди 10,7 км, на зверхшальних етапах формування ДСС амплітуда горизонтального стиснення у лінійному вимірі сягала 15–16 км (рис. 2). Різновекторними були як адвиги, так і насувні деформації з амплітудами до 20 км і більше. Тобто, з давньодавнього періоду і до мезо-кайнозною ДСС формувалася під впливом різновекторних горизонтальних, вертикальних і діагональних напруг і рухів. Найбільш активними фазами формування структури були девонська ($D_2f_2-D_3fm$) і пермсько-тріасова (P_1-P_2). До юрського періоду, ймовірно, формувалося гігантське родовище газоконденсату у надрах «ловної» антикліналі, яке зазнало руйнівних процесів на кайнозойських етапах і остаточно було зруйноване у кайнозоеі.

Отже, викладена геодинамічна модель ДСС свідчить про те, що в зонах Відкритого Донбасу в карбонівий період не формувалися конседиментаційні пастки. Тому його літолого-стратиграфічні комплекси малоперспективні для пошуків крупних чи значних за запасами родовищ газу і газоконденсату. Високоперспективними треба вважати автохтонні структури і пастки північної прибортові і бортової зон ДСС, перспективними — площі Бахмутської і Кальміуської депресій.

Перехідною зоною ДДА — ДСС є регенований у тріасі рифейський рифт. В автохтонній частині, на ділянці нерухокої підденної гілки Доно-Ведмединської рифтової зони, внаслідок активізації рифейських ривинців, поперечних до основних структурних зон ДДА — ДСС, утворилися Бахмутська і Кальміуська депресії, складні комплекси яких майже не вичерпані у нафтогазовому відношенні. Проблематичною залишається геологія рифейського виповнення депресій. Відповідно до рангу перспективності на зазначених територіях доцільна концентрація геологічно-геофізичних досліджень.

1. Валиев Р. Н. Анклазони Восточно-Европейской платформы. — М.: Недра, 1973. — 152 с.
2. Гаркавенко И. А., Бородин И. И., Михалев А. К. О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением // Геол. журн. — 1971. — Т. 31, № 4. — С. 92–98.
3. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 1. Угольные бассейны и месторождения в европейской части СССР. — М.: Геогелиоиздат, 1963. — 1210 с.
4. Евдоким Н. И., Омельченко В. Д., Гавко Т. Н. Гестектоника и перспективы нефтегазовосности Донбасса. — Киев: УкрДГРІ, 2002. — 88 с.
5. Истомин А. Н. Геодинамическая модель формирования Донецкого складчатого сооружения на основе идей тектоники литосферных плит // Нефть і газ України — 98: Матер. наук.-інж. конф. (Харьк., 14–16 трав. 1996 р.). — Т. 1. Геология нефти і газу. — Харьков, 1996. — С. 176–180.
6. Кулаев Р. И., Пашкович И. К. Геотермическая и мантийная модель земной коры Донбасса // Геол. журн. — 2000. — Т. 22, № 4. — С. 21–36.
7. Михалев А. К. О горизонтальной составляющей амплитуды Каменского надвига в Донбассе // Геол. журн. — 1988. № 1. — С. 127–129.
8. Полющак С. Геодинамичні механізми рифтогенезу в Дніпровсько-Донецькій западині (геологія рифтової зони) // Теоретичні та прикладні проблеми нафтогазової геології. — К.: 2000. — С. 334–341.
9. Полющак С. Регіональний рифтогенез: геодинаміка і нафтогазовосність Дніпровсько-Донецького зелахотену. — К.: 2005. — 330 с.
10. Смишко Я. М. Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними адвиги // Геотектоника. — 1965. № 2. — С. 120–125.

11. Сабарина К. О., Хачкель М. Л. Геодинамическая эволюция Донецкого складчатого сооружения // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. № 9. — С. 154–157.
12. Стебля С. Н., Сиквенко Р. А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. журн. — 2000. — Т. 22, № 4. — С. 37–51.
13. Стратиграфія УРСР — Т. 4. Ч. 2. Девон / Відпов. ред. П. Л. Шуліга. — К.: Наук. думка, 1974. — 264 с.
14. Стратиграфія УРСР — Т. 5. Карбон. — К.: Наук. думка, 1969. — 410 с.
15. Юдин В. В. Геодинамика Южного Донбасса. — Киев, 2008. — 91 с.

Чернів. від-ня Українського ДГРІ
Чернівці
E-mail: chgeoi@pis.cs.ua

Стаття надійшла 22.11.06