

Розподіл термодинамічних параметрів у Дніпровсько-Донецькій западині. Зв'язок з будовою та нафтогазоносністю

О.В. Усенко, А.П. Усенко, 2025

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 28 липня 2025 р.

Проведено розрахунки геотермічних параметрів Дніпровсько-Донецької западини. На всіх родовищах у частині свердловин геотермічний градієнт є незмінним і становить 20—21 °С/км, а в деяких відбувається його зміна. Вона від'ємна на заході Чернігівського сегмента, де родовища відсутні. На його сході та заході Лохвицького сегмента спостерігаються як додатні, так від'ємні зміни. На сході Лохвицького та в прибортових частинах Ізюмського сегмента — виключно додатні.

Тепловий потік у межах западини коливається від 36 до 56 мВт/м², але на переважній частині території становить 39—46 мВт/м². Середнє значення — 40—42 мВт/м². На межі Чернігівського та Лохвицького сегментів, у південній прибортовій частині та між Лохвицькою та Верховцівсько-Льговською зонами розломів (ЗР) тепловий потік підвищений до 45—48 мВт/м². Центральна частина Ізюмського сегмента характеризується низькими значеннями теплового потоку (38—40 мВт/м²). Суттєве підвищення відбувається на схід від Західноприазовської ЗР у напрямку Донбасу.

Просторовий розподіл теплового потоку та температур на глибині 3000 м корелює з розташуванням зон розломів фундаменту. На захід від Лохвицької ЗР зміни теплового потоку відбуваються на ділянках перетину зон розломів північно-східного простягання з меридіональними. У межах трикутника, розташованого від Лохвицької до Верховцівсько-Льговської ЗР, також проявлено вплив широтних ЗР — Київ—Гадяч та Андрушівської. У центральній частині Ізюмського сегмента розподіл теплового потоку узгоджується з розташуванням широтних Старобільсько-Жмеринських та поздовжньої Оської ЗР.

Виказане припущення, що підвищення градієнта є параметром теплового поля, який відображає сучасні тектонічні та геологічні події: відновлення в осадовій товщі проникних зон, пов'язаних з розломами фундаменту, і підвищення температури внаслідок інжекції термальних гідрокарбонатно-натрових глибинних вод. Глибина зміни градієнта близька до глибини залягання пластів, що містять поклади вуглеводнів.

У Лохвицькому сегменті зміни градієнта відбуваються в шарах нижнього карбону, які містять поклади вуглеводнів. В Ізюмському сегменті наявні свердловини не досягають осадових нижнього карбону, а гідродинамічний режим зумовлений поширенням непроникних соляних діапірів.

Ключові слова: Дніпровсько-Донецька западина, тепловий потік, геотермічний градієнт, сучасна гідротермальна діяльність, зони розломів, родовища вуглеводнів.

Вступ. Інформацію про розподіл геотермічних параметрів надають виміри температур у свердловинах. Високоточні вимі-

ри температур у межах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) проводились в декількох сотнях свердловин [Кутас, Гор-

Citation: Usenko, O.V., & Usenko A.P. (2025). Thermodynamic parameters distribution in the Dnieper-Donetsk basin. Connection with structure and oil, gas bearing capacity. *Geofizychnyi Zhurnal*, 47(5), 45—65. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i5.336348>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2025. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

диенко, 1971]. Надалі кількість вимірів було суттєво збільшено, за результатами вимірів температури в глибоких свердловинах з усталеним тепловим режимом побудовано карту теплового потоку (ТП) ДДЗ [Кутас, 1978]. Її останній варіант наведено в публікації [Старостенко и др., 2015]. Використані значення теплопровідності порід, експериментально заміряні на зразках керну в лабораторних умовах. Ці дані дають змогу оцінити регіональні особливості розподілу теплового поля.

Геологорозвідувальні роботи в ДДЗ, які проводились у 80—90-х роки минулого століття ДГП «Укргеофізика», включали буріння декількох тисяч глибоких свердловин і проведення детальних каротажних досліджень. Обробка отриманих даних мала на меті вирішення практичних завдань із освоєння глибин 5000—7000 м, а також розробку теоретичних питань щодо виявлення умов формування та розміщення покладів вуглеводнів для підвищення ефективності їх пошуків. Отримані результати були опубліковані у низці монографій, актуальність яких залишається незмінною [Атлас..., 1984; Геология..., 1989а,б та ін.], бо фактичні матеріали, що в них містяться, можуть бути переінтерпретовані на основі сучасних знань про будову кори та мантії. Важливим досягненням була побудова детальних карт глибин кристалічного фундаменту, поширення девонських і нижньокарбонових порід, на яких були позначені поховані складки та розломи різних структурних ярусів, глибина залягання девонських та пермських евапоритів, мезозойських осадів [Геология..., 1989а]. Були складені геологічні розрізи усіх структур, що містять родовища вуглеводнів [Атлас..., 1984].

Зазначалося, що на розподіл температури з глибиною впливає декілька чинників, але головні — гідродинамічний режим переважно девонсько-нижньокарбонового структурного поверху, тектонічна будова (наприклад, наявність похованих антиклінальних складок, у склепінні яких розташовані поклади), поширення нижньопермських соленосних відкладів. Важливими

чинниками також є літологія порід (колекторські властивості чи флюїдоупори), соляний діапіризм, глибинні розломи та розриви осадової товщі [Геология..., 1989б]. Було встановлено, що теплове поле ДДЗ формується внаслідок перенесення тепла висхідними потоками флюїдів¹, але здебільшого вважалося, що міграція термальних вод відбувається виключно у вулканогенно-осадовій товщі та обмежена шарами девону та нижнього карбону. На той час не було єдиної думки з приводу походження вуглеводнів, що позначилося на інтерпретації отриманих результатів щодо осередків їхньої генерації, ролі катагенетичних перетворень вміщуючих порід, термобаричних умов нафтогазоносності, динаміки пластових вод тощо [Геология..., 1989б]. Хоча неорганічне походження і наводилося як гіпотеза, але більшість авторів дотримувались моделі «сингенетичної нафтогазоносності покладів продуктивного комплексу з вміщуючими породами, формування їх внаслідок латеральної міграції вуглеводнів при зануренні комплексу внаслідок катагенетичних перетворень» [Геология..., 1989б, с. 162].

В останні десятиліття було достеменно доказано, що утворення родовищ вуглеводнів є ланкою глобальної дегазації Землі (детальний огляд див. в монографії [Шестопапов и др., 2018]). Геодинамічна нестабільність, виникнення розтягуючих і стискаючих тектонічних напруг є наслідком планетарних геодинамічних процесів. Зв'язок нафтогазоносності ДДЗ з неоднорідностями будови, встановленими за геофізичними даними, обговорено в публікаціях [Гордиенко и др., 2006; Старостенко и др., 2015; Shestopalov et al., 2021; Лукин, Шестопапов, 2021; Усенко, Усенко, 2022; Бурахович, Кушнир, 2024; Усенко та ін., 2025 та ін.], із геологічними та гідрогеологічними проявами сучасної активізації

¹ Закріплення терміну «флюїд» за гідротермальними розчинами, що містять газову складову (вуглекислий газ, вуглеводні, азот, водень, сульфати, йод, амоній та ін.), почалося в тому числі з цих робіт. У цьому випадку не позначає фазовий стан речовини.

— узагальнено в монографії [Шестопалов и др., 2018]. Сучасна гідротермальна діяльність ДДЗ забезпечується існуванням глибинних джерел тепла та флюїдів, а розломи кристалічної кори та осадової товщі є проникними зонами, якими вони досягають поверхні [Лукин, 1997, 2005; Гордиенко и др., 2006; Усенко, Усенко, 2020, 2022].

У публікаціях [Гордиенко и др., 2004, 2006] для визначення розподілу ТП у межах западини використано результати вимірювань температури, які проводились ДГП «Укргеофізика» безпосередньо під час вищезгаданих геологорозвідувальних робіт. У кожному випадку заміри виконувались на забої, що існував до подальшого продовження буріння. Ці температури вважаються мінімально спотвореними та можуть бути залученими для визначення ТП. За ними було здійснено розрахунок ТП для кожного виміру, що проводився на глибині понад 2000 м. Кількість одиничних вимірів ТП суттєво збільшилась.

Збільшення густини визначень ТП є вирішальним для визначення джерел і способів передачі тепла. Наприклад, у Донбасі, де на значній частині поверхні відслонюються літифіковані породи карбону, спостерігається збіг вузьких аномалій ТП (підвищення до $70\text{--}100\text{ мВт/м}^2$) із зонами глибинних розломів, тоді як в ДДЗ значення розрахованого ТП коливаються до 10, а іноді до 15 одиниць у межах одного родовища [Усенко, Усенко, 2021]. Натомість середні значення в межах западини змінюються мало — від 39 до 55 мВт/м^2 [Гордиенко и др., 2006; Старостенко и др., 2015; Усенко, Усенко, 2020, 2022], а на 4/5 території — від 39 до 45 мВт/м^2 [Усенко, Усенко, 2018, 2020, 2022]. Це визначило необхідність залучення додаткової геологічної та гідрогеологічної інформації. А також більшої деталізації — розгляду розподілу ТП у кожній свердловині кожного родовища, встановлення геотермічних параметрів, які є критеріями сучасної активізації саме для басейнів, складених багатокілометровою товщею нелітифікованих осадів. По-перше, для відбору вимірів, які є релевантними для визначення ТП. По-

друге, для чіткішого уявлення системи чинників, які призводять до утворення аномалій фізичних і геохімічних властивостей, і визначення тих, які є проявом нафтових і газових покладів. Це є необхідною умовою підвищення інформативності комплексу геофізичних і геохімічних досліджень під час пошуково-розвідувальних робіт [Шестопалов и др., 2018].

Подібний підхід був застосований в публікаціях [Усенко, 2017; Усенко, Усенко, 2018; 2020, 2022] під час вивчення розподілу ТП в межах Лохвицького сегмента (поділ за будовою кристалічної кори за роботою [Старостенко и др., 2015]). Були використані заміри температур ДГП «Укргеофізика», тому щільність мережі одиничних вимірів відповідає даним монографії [Гордиенко и др., 2006]. Але спосіб розрахунку інший, що дало змогу оцінити не тільки розподіл ТП на площі, а й температури з глибиною. Геотермічний градієнт був визначений між точками вимірювання вздовж свердловини, розраховано середній, який і використовувався при обчисленні ТП. Далі був розрахований середній на родовищі. Розрахунки ТП цієї частини ДДЗ були зіставлені з розподілом ТП ДДЗ за картою ТП Р.І. Кутаса в монографії [Старостенко и др., 2015], побудованою за вимірами температур у свердловинах з усталеним тепловим режимом. Порівняння показало загальний збіг отриманих результатів [Усенко, Усенко, 2020], що визначало можливість використання вимірів, проведених під час буріння, для розрахунку ТП. Подібний розрахунок дав змогу отримати новий результат [Усенко, 2017; Усенко, Усенко, 2018, 2020]. На кожному родовищі в частині свердловин було виявлено зміну градієнта — переважно стрімке підвищення при перетині тектонічних, стратиграфічних і літологічних границь, які у багатьох випадках контролюють розміщення покладів вуглеводнів. Це зумовило необхідність поширення досліджень на тектонічні структури та родовища усєї западини, підтвердження чи спростування встановленої залежності, пошуків причин існування подібного зв'язку.

У цій статті на карту ТП ДДЗ, представлену у статтях [Усенко, 2020, 2022], додано результати розрахунків параметрів ТП для Чернігівського та Ізюмського сегментів. Загалом для розрахунків залучено близько 8000 одиничних вимірів у 1600 свердловинах. На карту ТП винесено осереднене значення для 246 окремих структур, 189 з яких містять поклади вуглеводнів. Побудовано карти глибини зміни градієнта, розподілу ТП і температур на глибині 3000 м. Проаналізовано зв'язок змін цих параметрів з розташуванням покладів, глибинних ЗР. Це дало змогу розглянути регіональний розподіл ТП і глибин зміни градієнта в різних частинах западини, виокремити ті, в яких ці чинники є спільними. Тому наступний етап — деталізація в межах виділених блоків, залучення додаткових геохімічних і гідрогеологічних ознак новітньої активізації, їх поєднання з результатами геотермічних досліджень.

Розрахунок геотермічного градієнта.

У Чернігівському та Лохвицькому сегментах ДДЗ, а також в прибортових частинах Ізюмського блока середній геотермічний градієнт отримано як суму градієнтів на відрізках між точками вимірювання температур. Градієнт до першого заміру в свердловині розраховано від поверхні, температура якої змінюється від 7,0 до 9,0 °C із заходу на схід [Гордиенко и др., 2006].

У більшості свердловин градієнт від поверхні до глибини залягання порід середнього карбону становить у середньому 20—21 °C/км. Над покладами та під ними виміри температур здійснювались значно частіше. На більшій частині території продуктивні горизонти розташовуються переважно в нижньому, рідше в середньому карбоні. На багатьох родовищах розміри відрізків, на яких проводився розрахунок геотермічного градієнта в середньому — нижньому карбоні та девоні, не більше

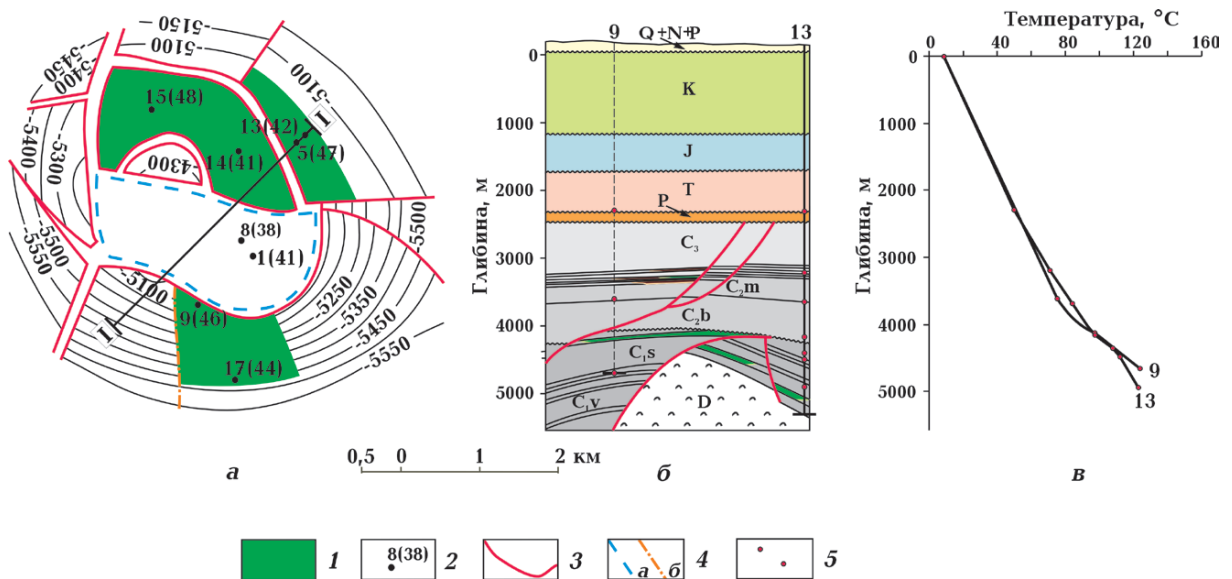


Рис. 1. Розрахунок геотермічного градієнта та ТП на Сахалінському родовищі: а — структурна карта покритті нижньовізейського ярусу; б — геологічний розріз вздовж лінії І—І за публікацією [Атлас..., 1984]; в — термограми; 1 — розташування продуктивних пластів; 2 — номери свердловин, в дужках — розраховане значення теплового потоку (в мВт/м²); 3 — розривні порушення; 4 — обмеження соляного штоку (а) і покладу (б); 5 — глибини вимірювань температури в свердловинах.

Fig. 1. Calculation of geothermal gradient and HF of the Sakhalin Field: а — structural map of the roof of the Lower Visean stage, б — geological cross-section along the line I—I after [Arsiriy, 1984], в — thermograms; 1 — location of productive layers; 2 — well numbers, with the calculated values of heat flow (in mW/m²) in brackets; 3 — discontinuous breaks; 4 — limitations of the salt stock (а) and deposit (б); 5 — depths of temperature measurements in wells.

декількох сотень метрів, що дає можливість визначити глибину, на якій градієнт змінюється та надалі залишається вищим чи нижчим в інтервалі, довжина якого не менша за 500 м, тобто не пов'язана з перетином тонких літологічних границь між осадовими шарами різного складу. Для впевненості у відсутності суттєвих похибок під час вимірювання температури термограми свердловин кожного родовища були зіставлені з геологічними розрізом, відібрані заміри, не пов'язані з перетином підосви чи покрівлі стратиграфічних одиниць, проявлені на коротких відрізках 100—150 м. Детальний опис розрахунку наведено в публікаціях [Усенко, Усенко, 2018, 2020, 2022].

Як приклад можна розглянути розрахунок геотермічного градієнта та ТП на Сахалінському родовищі (рис. 1), яке знаходиться в північній прибортовій частині Ізюмського сегмента на перетині широтної Андрушівської та поздовжньої ЗР, що відокремлює осьову частину від прибортової. По покрівлі продуктивного горизонту структура є куполоподібною складкою з крутим південним крилом, порушеною радіальними скидами. Поклади нафти розташовані в середньому, газоконденсату — в нижньому карбоні. Вони тектонічно екрановані, деякі літологічно обмежені.

У свердловині 9 зростання градієнта з 19 до 44 °С/км зафіксовано при перетині розлому в інтервалі 3600—4100 м. У свердловині 13 підвищення градієнта до 26 °С/км встановлено від межі середнього та верхнього карбону в інтервалі 3100—3600 м. Надалі в серпухівських шарах градієнт підвищується до 50 °С/км. На межі теригенних осадів та сольового купола на відрізку 4480—4990 м відбувається відносне зниження до 22 °С/км.

Загалом на родовищі в 8 свердловинах з 15 ТП становить 43—48 мВт/м², але наявність тих, в яких не відбувається зростання градієнта, а ТП становить 38—40 мВт/м², зменшує розрахований середній ТП до 44 мВт/м².

У центральній частині Ізюмського сегмента присутність солянокупольних струк-

тур суттєво ускладнює обчислення градієнта й аналіз його розподілу на малих відрізках. Тому тут (за єдиним винятком) розрахунок проводився в інтервалі поверхня—забій.

Розрахунок виявив, що на всіх без винятку структурах ДДЗ присутні свердловини, в яких градієнт незмінний до забою та становить 20—21 °С/км. Також на багатьох родовищах у частині свердловин встановлено його підвищення, як показано на прикладі Сахалінського родовища.

Зміни геотермічного градієнта можуть бути і від'ємними. При перетині літологічних чи тектонічних границь може відбуватися його зменшення в середньому до 17 °С/км. Тобто цей параметр має дві характеристики — глибину, на якій зміна відбувається, та її напрямок (додатній чи від'ємний). Вони є різними в різних частинах ДДЗ. За цією ознакою територію можна поділити на блоки, у межах яких поширені зміни однакових напрямків (рис. 2). Це дозволяє стверджувати, що вони мають фізичну причину, а не є наслідком похибки вимірювань температури.

Зміни геотермічного градієнта в межах западини. У Чернігівському сегменті до перетину тектонічного шва Херсон—Смоленськ з Немировською ЗР додатні зміни зафіксовано лише вздовж Північного бортового розлому. На решті території переважно в шарах девонського структурного поверху відбувається виключно зниження градієнта до 15—17 °С/км. Тут родовища вуглеводнів відсутні.

Між тектонічним швом Херсон—Смоленськ та Переяслав-Хмельницько-Прилуцькою ЗР в приблизно рівній кількості свердловин визначено як зниження, так і підвищення градієнта [Усенко, Усенко, 2020, 2022]. Саме в цій частині ДДЗ наявність на одному родовищі трьох варіантів розподілу градієнта (підвищення, падіння та сталий) призводить до суттєвих коливань ТП — до 10—12 одиниць. У західній частині Лохвицького сегмента (до Лохвицької ЗР) переважають підвищення, а зниження зафіксовані в середньому в одній або двох свердловинах з 5—12. Така

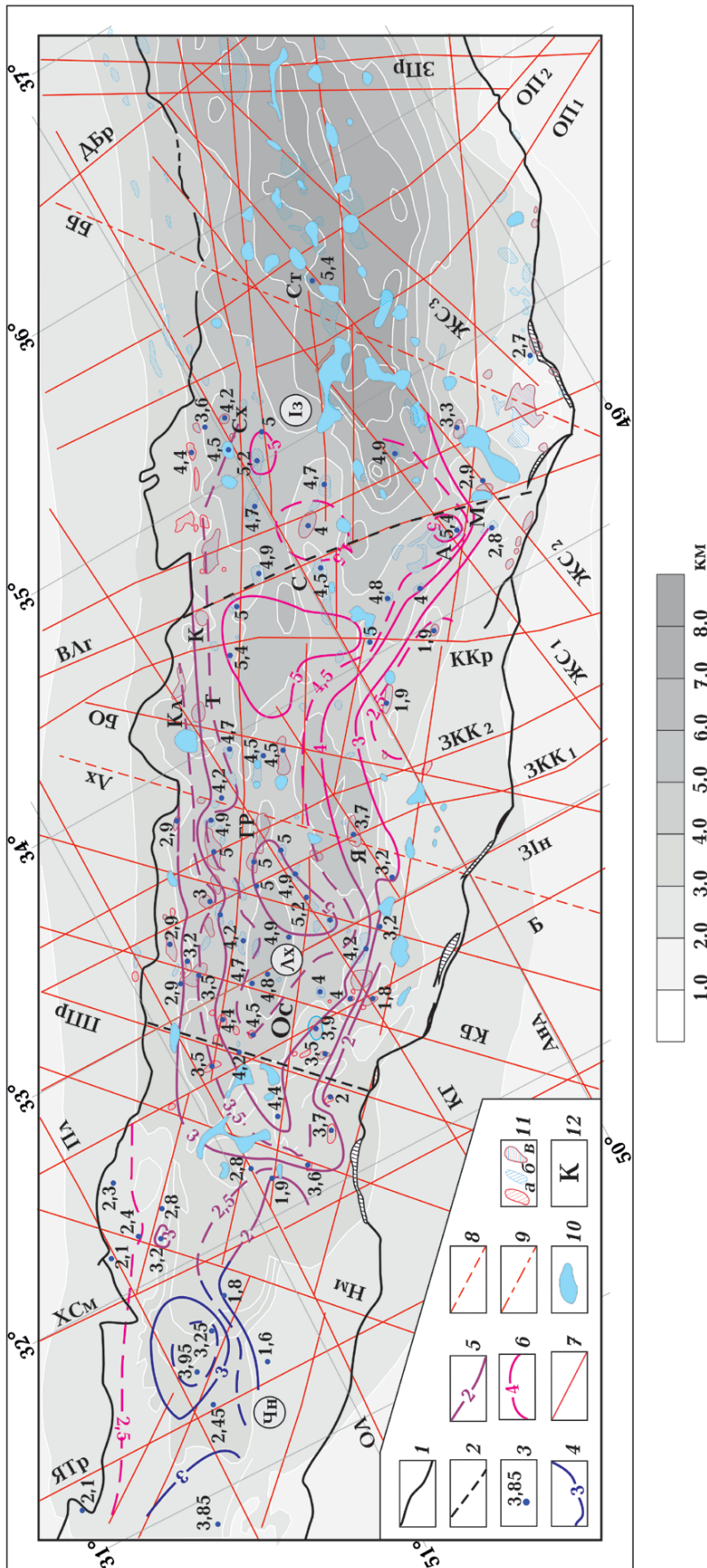


Рис. 2. Карта розподілу глибин та напрямку змін геотермічного градієнта та структурна карта підповерхні башкирського ярусу середнього карбону (колір відповідає глибині в км): 1 — борти западини, 2 — межі сегментів, за [Старостенко и др., 2015] (літери в кружечках: Чн — Черніпівський, Лх — Лохвицький, Із — Ізюмський), 3 — глибина змін градієнта, визначена на структурах ДДЗ, 4 — 6 — ізолінії глибини зміни градієнта на родовищі (проведені за допомогою програми Golden Software Surfer) (4 — від'ємні, 5 — додатні та від'ємні, 6 — додатні); 7–9 — зони розломів за роботами [Старостенко и др., 2015, Геология... 1989а] (7), [Старостенко и др., 2015] (8), [Геология..., 1989а] (9) (Пл — Поліська, ОЛ — Овруцько-Лебединська, КГ — Київ-Гадяч, АНА — Андрушівська, ЖС — Жмеринсько-Старобільська, ХСм — тектонічний шов Херсон-Смоленськ, Б — Бахмачська, ЗІн — Західноінгулецька, ЗКК — Західні Криворізько-Кременчуцькі, ККр — Криворізько-Кременчуцька, ВЛг — Верховицько-Львівська, ОП — Оріхово-Павлоградська, Нм — Немирівська, ППр — Переяслав-Хмельницько-Прилуцька, КБ — Канівсько-Білопольська (на інших схемах ця назва відповідає розлому, що знаходиться на південніше), Лх — Лохвицька, БО — Болтисько-Обоянська, ББ — Баштансько-Білгородська, ЗПр — Західноприазовська, Дбр — тектонічний шов Донецьк-Брянська), 10 — сольові штоки, 11 — родовища (а — нафтові, б — газові, в — нафтогазові), 12 — родовища (А — Абазівське, ГР — Глинсько-Розбишівське, К — Качанівське, Ка — Кулічківське, М — Махуське, Т — Тимофіївське, С — Солохівське, Ст — Старовірське, Сх — Сахалінське, Я — Яблунівське). Шкала — глибина підповерхні башкирського ярусу, км [Атлас..., 1984].

Fig. 2. A depth distribution and the direction of geothermal gradient change map and structural map of the Bashkirian stage of Middle Carboniferous (color corresponds to depth in km): 1 — depression borders, 2 — segments borders after [Starostenko et al., 2015] (letters in circles: Чн — Chernihiv, Лх — Lohvitsia, Із — Izyum), 3 — depth of gradient changes determined on DDb structures, 4—6 — contour lines of gradient change depth in the field (drawn using Golden Software Surfer) (4 — negative, 5 — positive and negative, 6 — positive changes); 7—9 — fault zones according to [Starostenko et al., 2015; Shpak, 1989a] (7), [Starostenko et al., 2015] (8), [Shpak, 1989a] (9) (Пл — Polissia, ОЛ — Ovruch-Lebedyn, КГ — Kyiv—Hadyach, Анд — Andrushivka, ЖС — Zhmerynka-Starobilsk, ХСм — Kherson-Smolensk tectonic suture, Б — Bakhmach, ЗІн — Western Ingulets, ЗКК — Western Kryvyi Rih-Kremenchuk, ККр — Kryvyi Rih-Kremenchuk, ВЛг — Verkhovtsiv-Lgov, ОП — Orikhiv-Pavlohrad, Нм — Nemyriv, ППр — Pereiaslav-Khmelnytskyi-Pryluki, КБ — Kaniv-Bilopillia (on other diagrams this name corresponds to the fault located further south), Лх — Lohvitsia, БО — Bovtyshka-Oboyan, ББ — Bashtanka-Bilhorod, ЗПр — Western Azov, Дбр — Donetsk-Bryansk tectonic suture), 10 — salt stocks, 11 — fields (а — oil, б — gas, в — oil and gas), 12 — fields (А — Abazivka, ГР — Hlynsk-Rozbyshiv, К — Kachanivka, Кл — Kulichikinske, М — Machukhy, Т — Tymofiivka, С — Solokha, Ст — Starovirivka, Сх — Sakhalin, Я — Yablunivka. Scale — depth of the base of the Bashkirian stage, km [Arsiriy, 1984].

ситуація зберігається в північній прибортовій зоні. Тут зміни градієнта пов'язані переважно з пластами нижнього карбону, розташованими глибше підошви порід нижнього (башкірського) ярусу середнього карбону (див. рис. 2).

Від Лохвицької до Верховцівсько-Льговської ЗР в південній прибортовій та центральній частинах западини зміна градієнта виключно додатна, а самі родовища мають складнішу будову. У приосьовій частині западини може спостерігатися два рівні змін градієнта. Наприклад, на Яблунівському родовищі підвищення градієнта до 40—65 °С/км відбувається на 3700—4100 м в башкірському ярусі середнього карбону (св. 3, 4, 16), і, ймовірно, пов'язане із формуванням верхніх газоносних прошарків. У св. 6 градієнт збільшується до 70 °С/км на глибині розміщення газоконденсатних покладів з обрамленням гідрокарбонатно-натрових вод (в інтервалі 4900—5100 м).

На Солохівському родовищі, розташованому на перетині Андрушівської та Верховцівсько-Льговської ЗР, незначні зміни градієнта (до 27 °С/км) зафіксовані у верхньовізейських осадах нижнього карбону на глибинах 3400—3600 м. У нижньовізейському шарі, на глибині розташування найглибших газоконденсатних покладів, спостерігається істотне збільшення пластового тиску підземних вод від 3700 м. На глибині 4300 м у свердловині 66 та на глибинах 4600—4700 м у більшості свердловин градієнт підвищується до 34—

42 °С/км і залишається високим до 4900 м (найглибші виміри). Перетин цих глибин супроводжується газоводяними та газовими викидами [Геологія..., 1989б]. Стрибок градієнта визначається в семи з восьми свердловин.

У північній прибортовій зоні між Лохвицькою та Криворізько-Кременчуцькою ЗР на Куличихінському та Тимофіївському родовищах зафіксовано як підвищення, так і зниження градієнта. На Качанівському родовищі, що знаходиться безпосередньо над Верховцівсько-Льговською ЗР в 18 з 22 свердловин градієнт підвищений до поверхні — 25—29 °С/км, а поклади нафти та газу розташовані не тільки в карбонових, а й в пермських і тріасових шарах, яким притаманна максимальна ефективна пористість (до 33 %) [Атлас..., 1984], що детально розглянуто в статті [Усенко, 2020].

На родовищах центральної частини Ізюмського блока обраний спосіб розрахунку унеможливорює оцінювання глибини зміни градієнта. За замірами на забої, розташованому в більшості свердловин на глибинах 4000—5000 м, загальний градієнт становить близько 17—19 °С/км. Єдине родовище, на якому є достатня кількість вимірів температури, що безпосередньо не пов'язане з соляним куполом — Староверівське. Тут в свердловині 17 глибина зміни градієнта (підвищення до 27 °С/км) становить 5350—5400 м. У цій свердловині ТП становить 45 мВт/м², але в інших вимі-

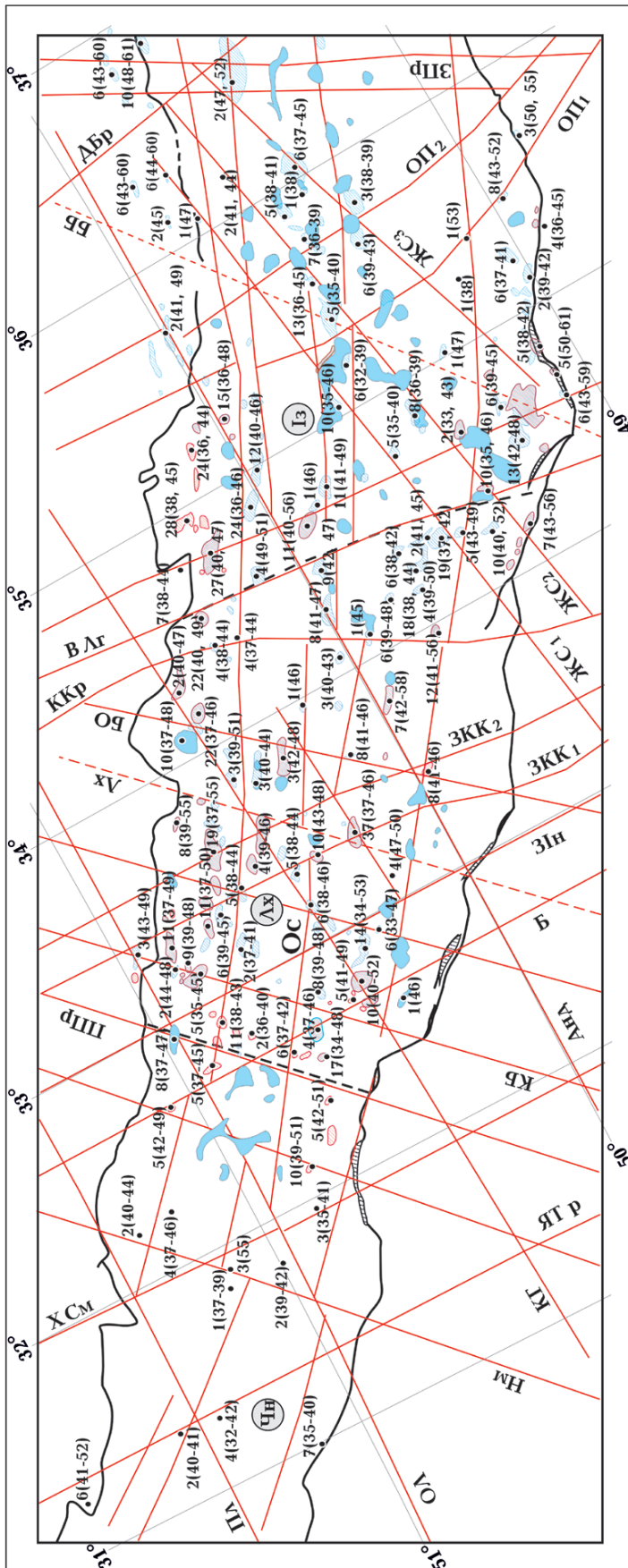


Рис. 3. Розрахунок ТП на родовищах. Значення біля точок — кількість свердловин на структурі, в яких проводилось визначення ТП, у дужках мінімальне та максимальне значення ТП (в мВт/м²). Інші умовні позначення див. на рис. 2.

Fig. 3. Calculated HF on fields. Values near the points — number of wells at the structure, in which HF was determined with the range (mW/m^2) in brackets. Other symbols as in Fig. 2.

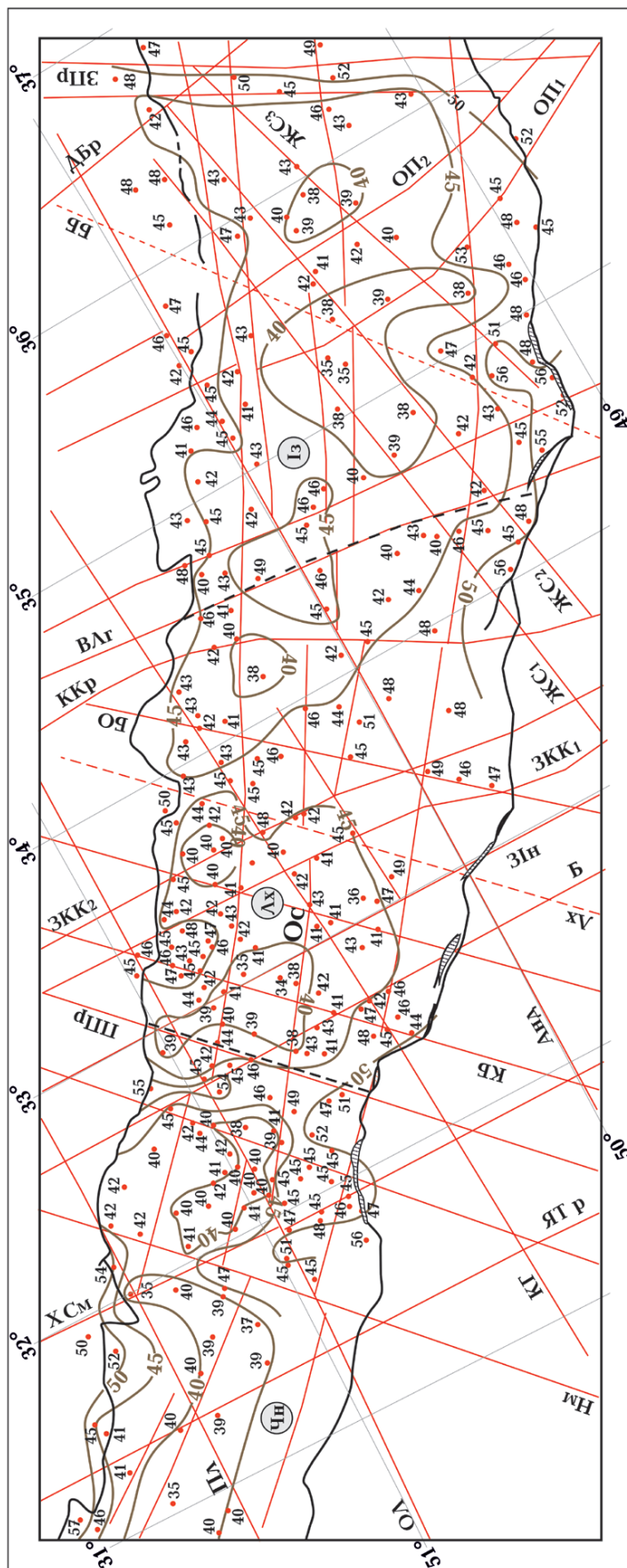


Рис. 4. Схема розподілу теплового потоку в ДДЗ. Середнє значення на структурі в мВт/м². Інші умовні позначення див. на рис. 2.

Fig. 4. HF distribution in DDb. Average value for the structure in mW/m^2 . Other symbols as in Fig. 2.

ри проведено на глибині 4500 км, а середній градієнт становить 22—23 °С/км. Продуктивні пласти знаходяться в пісковиках гжелського ярусу верхнього карбону на глибині 4000 м [Атлас..., 1984].

Тепловий потік визначено як добуток середнього градієнта та середньої теплопровідності. Середня теплопровідність розрахована з урахуванням потужності стратиграфічних горизонтів кожного періоду, у межах якого прийняті єдині значення (виміри Р.І. Кутаса за монографією [Старостенко и др., 2015]). Здебільшого середня теплопровідність коливається від 1,76 до 1,87 мВт/м·°С. Підвищені значення спостерігаються переважно в свердловинах, що перетинають девонські та пермські сольові відклади. У центральній частині Ізюмського сегмента потужність сольових відкладів у свердловинах, що перетинають соляні куполи, може сягати від 50 до 1000 м. Відповідно теплопровідність може підвищуватися до 2,0—2,1 мВт/м·°С.

На рис. 3 для кожної структури показано кількість свердловин, в яких визначено ТП, його максимальні та мінімальні значення. Вибір родовищ на рисунку є випадковим та пов'язаний із його завантаженістю. Загальна кількість свердловин і тих, в яких зафіксовано стрибок градієнта, середній градієнт і ТП для усіх родовищ Лохвицького блока, наведено в статтях [Усенко, Усенко, 2020, 2022].

На **карту ТП** (рис. 4) винесено середнє значення, обчислене для кожної структури. Осереднені значення ТП у межах запа-

дини змінюються від 36 до 56 мВт/м², але на переважній частині території становлять 39—46 мВт/м². У межах усієї западини виявлено суттєві варіації значень на родовищі та відносно невеликі варіації осереднених значень у межах блоків. Не можна виключити вплив похибки вимірювань, але, як було показано вище, ці коливання мають також об'єктивну причину — зміну градієнта, амплітуда якої і визначає інтервал між мінімальними та максимальними значеннями на родовищі.

Підвищення градієнта відбувається на відносно невеликому відрізку. Це зумовлює дуже слабкий прояв сигналу в ТП. Також спосіб розрахунку визначає, що середній ТП для родовища залежить від кількості свердловин, в яких зафіксовано зміну градієнта, і від глибини, на якій вона відбувається. Але розподіл визначень середнього ТП демонструє, що цей ефект нівелюється внаслідок збільшення кількості спостережень на окремих структурах та в западині загалом, а різниця між середніми значеннями на сусідніх родовищах здебільшого не перевищує 1—3 мВт/м². Ізолінії проведено через 5 мВт/м².

Єдина територія, де на суміжних родовищах відзначено суттєву різницю значень ТП, що не має однозначного пояснення, знаходиться вздовж Південного бортового розлому в Ізюмському сегменті [Усенко, 2017] (рис. 5). На Перещепинському, Кременівському, Голубівському родовищах за використаними вимірами розрахований ТП становив 39—40 мВт/м². Тоді як за тем-



Рис. 5. Розподіл розрахованих середніх значень ТП вздовж Південного борту центральної частини ДДЗ з врахуванням температур в продуктивних пластах. Інші умовні позначення див. на рис. 2.

Fig. 5. Distribution of the calculated average HF values along the southern border of the central part of the DDB taking into account the temperatures in productive layers. Other symbols in Fig. 2.

пературами, наведеними в монографії [Геологія..., 19896], виміряними в продуктивних пластах, отримано підвищені значення ТП (52—53 мВт/м²). Їх врахування збільшує середні значення до 45—48 мВт/м², які і винесено на карту ТП ДДЗ. Для Пролетарського та Новоселівського родовищ подібних вимірів немає, тому вони вилучені з визначення розподілу ТП. Вважалось, що низькі значення ТП обумовлені визначенням за вимірами температур тільки в свердловинах з відсутньою зміною градієнта.

Розподіл ТП. Огляд карти ТП дає змогу визначити його загальний розподіл у межах ДДЗ. На більшій частині Чернігівського сегмента, розташованій на захід від тектонічного шва Херсон—Смоленськ, зафіксовано низькі значення ТП (39—40 мВт/м²), підвищені — тільки вздовж північного бортового розлому.

На схід від тектонічного шва Херсон—Смоленськ територія складається з ділянок, на яких ТП становить 38—40 мВт/м². Вони знаходяться переважно в приосьовій частині западини та оточені площами з ТП 41—42 мВт/м². Подібний розподіл зберігається до Лохвицької ЗР.

Підвищення ТП до 45 мВт/м² зафіксовано на перетині ЗР північно-східного простягання (Немирівської, Переяслав-Хмельницько-Прилуцької, Лохвицької) і меридіональних (Херсон—Смоленськ, Бахмацької, Західних Криворізько-Кременчуцьких) і в південній прибортовій частині значення. Перетин Західноінгулецької та Канівсько-Білопольської ЗР з Оськовою, навпаки, позначається зниженням ТП. На думку авторів, це пов'язано із збільшенням довжини відрізка, на якому градієнт низький внаслідок заглиблення осадів нижнього карбону (див. рис. 2).

На схід від Немирівської ЗР у південній прибортовій частині ДДЗ площа поширення підвищених значень збільшується, а на схід від Лохвицької поєднується із зоною підвищених (до 45—49 мВт/м²) значень, розташованою від Західних Криворізько-Кременчуцьких ЗР до Верховцівсько-Львівської.

У північній прибортовій частині ТП близький до середнього (42—43 мВт/м²), оскільки на Куличихінському, Тимофіївському та інших родовищах присутні свердловини з від'ємною (17—19 °С/км) зміною градієнта, тоді як додатна зміна градієнта не перевищує 35 °С/км.

Декілька низьких значень (38—40 мВт/м²) у південній приосьовій частині можна пояснити збільшенням глибини зміни градієнта, що, ймовірно, пов'язано із збільшенням відносної довжини відрізка, на якому градієнт становить 20 °С/км, внаслідок заглиблення осадів нижнього карбону (див. рис. 2).

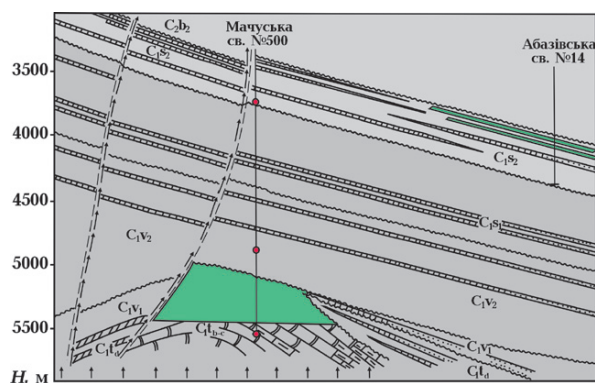


Рис. 6. Глибини вимірювань температур у свердловинах Мачуцького та Абазівського родовищ відносно розташування покладів і зони розвантаження термальних вод нижнього гідрогеологічного поверху (позначені зеленим кольором) [Шестопапов и др., 2018].

Fig. 6. Depths of temperature measurements in the wells of the Machukhy and Abaziv Fields in relation to the location of the deposits and thermal-water unloading zones of the lower hydrogeological layer (marked in green) [Shestopalov et al., 2018].

Підвищеннями ТП характеризується зона перетину Верховцівсько-Львівської та Андрушівської ЗР.

Неоднозначним є тлумачення розподілу розрахованого ТП між Криворізько-Кременчуцькою та Верховцівсько-Львівською ЗР на родовищах Абазівсько-Семенцівської групи (рис. 6). На Мачуцькому родовищі невисокий середній градієнт (20 °С/км) спостерігається від поверхні

до 4900 м — флюїдоупору, розташованого між турнейсько-нижньовізейським і верхньовізейсько-серпухівським рівнями промислової нафтогазоносності [Геологія..., 19896]. Тут поширені літокатагенні високомінералізовані хлоридно-кальцієві розчини зони застійного гідродинамічного режиму. Від покрівлі газоносних нижньовізейських вапняків на відрізку 4900—5510 м градієнт збільшується до $78\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ і залишається високим після проходження шару. Температури розчинів, визначені за вмістом кремнезему, становлять $180\text{--}220\text{ }^{\circ}\text{C}$ [Лукин, 1997] (за безпосередніми вимірами — $149,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 5510 м). На глибині 4900—5000 м у цій свердловині зареєстровано гідрогеологічну інверсію, проявлену появою термальних вод, які мають гідрокарбонатно-натрієвий склад і невисоку (до 25 мг/л) мінералізацію. Встановлено високий вміст двовалентного заліза (до 300 мг/л), бора (до 10 мг/л), кремнезему (до $0,2\text{ мг/л}$), наявність глинозему [Лукин, 1997]. На Абазівському родовищі, що знаходиться поруч, температури виміряно в 19 свердловинах, але найглибші — на 4800 м, а ТП, розрахований в св. 14, за вимірами на глибині 4450 м становить 42 мВт/м^2 . Тому можна лише зазначити, що в свердловинах,

забої яких розташовані вище за 4500 м і не перетинають глибини розвантаження термальних гідрокарбонатно-натрієвих вод нижнього гідрогеологічного поверху, значення ТП нижчі ($38\text{--}40\text{ мВт/м}^2$), а в глибших — вищі ($44\text{--}45\text{ мВт/м}^2$). Середній ТП, розрахований за вимірами в 19 свердловинах, становить 40 мВт/м^2 . Не можна виключати, що зниження середнього ТП до 40 мВт/м^2 на Абазівському та Семенцівському родовищах обумовлене глибиною вимірів. Хоча свердловини і перетинають поклади, але не досягають глибини розповсюдження термальних вод нижнього гідрогеологічного поверху.

У Ізюмському сегменті ТП підвищений в прибортових частинах, тоді як у приосовій частині грабену значення менші за 40 мВт/м^2 . Виключенням є доволі вузька зона розгалужень Оріхово-Павлоградських ЗР. Але і тут значення не вищі за 42 мВт/м^2 . Вигинами ізоліній визначається Баштансько-Білгородська ЗР. Суттєве підвищення зафіксовано на південний схід від Західноприазовської ЗР в напрямку Донбасу.

Розподіл температур на глибині 3000 м, встановлений за розрахунками ТП, відповідає наведеному в монографії [Геологія...,

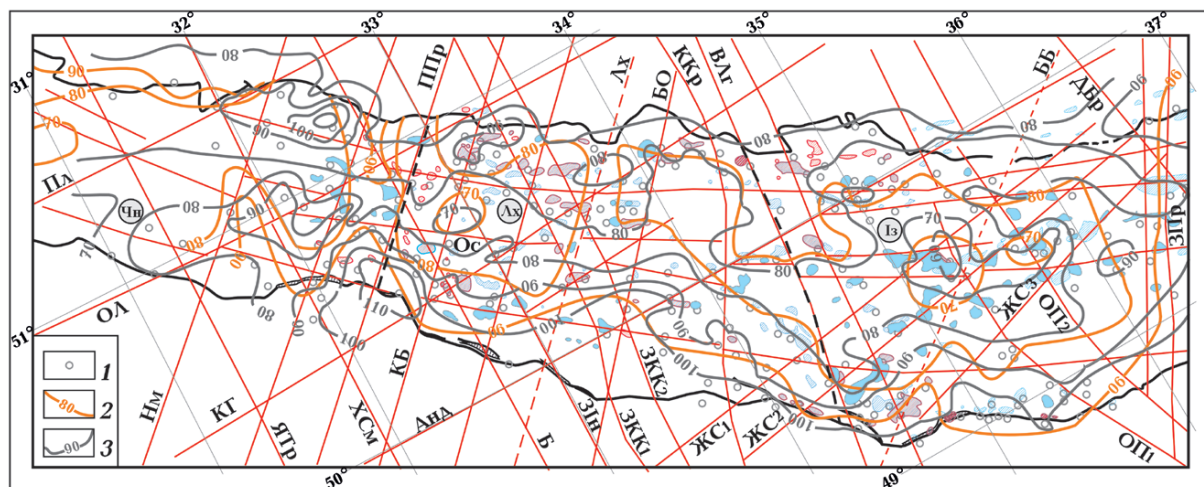


Рис. 7. Температури на глибині 3000 м: 1 — пункти вимірювань за монографією [Геологія..., 19896], 2, 3 — ізолінії (2 — розраховані нами, 3 — за монографією [Геологія..., 19896]). Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 7. Temperatures at depth of 3000 m: 1 — measurement points after [Shpak, 19896], marked with circles, 2 — calculated by us, 3 — after [Shpak, 19896]. Other symbols as in Fig. 1.

1989б] (рис. 7). Не завжди очевидним є обґрунтування проведення авторами ізоліній за наявними точками спостережень. Наприклад, розрив ізолінії 80 °С в осьовій частині. Але загальні тенденції однакові: зменшення температур відбувається в центрі западини, яку перетинають ділянки підвищених температур, розташовані на перетині тектонічного шва Херсон—Смоленськ з Немирівською ЗР і на межі Чернігівського та Лохвицького сегментів. Ділянка підвищених температур розташована від Лохвицької до Болтисько-Обоянської ЗР і розширюється на південь від Осьової ЗР до Криворізько-Кременчуцької та Верховцівсько-Львовської. Остання пара проявлена підвищенням температур і в північній частині. Продовження Західно-приазовської ЗР відокремлює територію, на якій ТП зростає в напрямку Донбасу.

У південній прибортовій зоні та на південному борті Ізюмського сегмента температури підвищені до 90—100 °С. Це відповідає ТП 49—55 мВт/м², що є додатковим аргументом для виключення родовищ, для яких відсутні дані по свердловинах з додатним стрибком градієнта (див. вище).

Єдина розбіжність спостерігається тільки в північно-західній частині Чернігівського блока на ділянці, розташованій між тектонічним швом Херсон—Смоленськ та Бахмацьким розломом, де ТП становить близько 40—42 мВт/м² (див. рис. 3). Тоді як за картою приведених температур повинен становити 45—50 мВт/м². Подібне підвищення присутнє і на карті Р.І. Кутаса [Старостенко и др., 2015]. За нашими даними, подібні підвищені температури в цій частині ДДЗ зафіксовані в свердловинах з додатною зміною градієнта (див. рис. 2). Але присутність тут також свердловин з від'ємною зміною зменшує середній ТП.

Зв'язок розподілу параметрів теплового поля із зонами розломів і геологічною будовою фундаменту (дискусія). Навіть поверховий погляд на розподіл глибин зміни градієнта, ТП, температур на глибині 3000 м, показує, що вигини ізоліній, побудованих за допомогою програми Golden Software Surfer, корелюють із ЗР фун-

даменту. Ці зони є складними тектонічними вертикальними та нахиленими структурами, проявленими в геофізичних моделях [Геология..., 1989а; Старостенко и др., 2015, 2017а,б, Бурахович, Кушнір, 2024 та ін.]. Зони розломів відокремлюють блоки кори, супроводжуються сходінками на межі поділу Мохо, зміною потужності коромантійної суміші, структурних поверхів та окремих осадових пластів [Піщенко, 1996; Старостенко и др., 2017б]. Безпосередньо в Чернігівському та Лохвицькому сегментах вони обмежують високошвидкісні тіла, розташовані в корі [Starostenko et al., 2018; Усенко, Усенко, 2022]. Принаймні частина ЗР простежується в мантії [Геология..., 1989а; Старостенко и др., 2017а,б]. З ними пов'язані розриви осадового чохла, які повторюють генеральний напрямок порушень [Старостенко и др., 2015]. У межах ЗР протяжність розривів на поверхні фундаменту досягає 20—50 км, а в осадовій товщі над ними — 10—40 км. Ці розриви поєднані в протяжні зони, які на поверхні фундаменту можуть сягати 20 км завширшки [Карта..., 1988; Геология..., 1989а]. Тобто на наведених картах спрощено позначені напрямки розломів, які є складними тектонічними структурами.

Поздовжні розломи південно-східного напрямку визначають основні тектонічні елементи ДДЗ. До поздовжніх ЗР відносяться Осьова та паралельні до неї скиди, що поділяють основні тектонічні елементи ДДЗ: північну та південну прибортові частини з відносно простим заляганням поверхні фундаменту та центральний грабен, якому притаманна мозаїчно-блокова будова. Розломи, ортогональні до бортових та осьового, простягаються через усю територію України, перетинаючи ДДЗ в північно-східному напрямку. Найбільш поширені в Лохвицькому сегменті. Разом з поздовжніми вони наслідують діагональну мережу розломів південно-західної частини Східноєвропейської платформи. Меридіональні (тектонічний шов Херсон—Смоленськ, Західноінгулецька та ін.) і широтні (Київ—Гадяч, Андрушівська та ін.) наслідують ортогональну мережу розломів УЩ

та продовжуються на Воронежський кристалічний масив. У западині часто зафіксовані фрагментарно, але більшість з них утворює широкі зони та є надрегіональними тектонічними швами [Старостенко и др., 2015].

Під час тектоно-магматичної активності ЗР кристалічного фундаменту та кори є підвідними каналами глибинних флюїдів [Старостенко и др., 2015]. Можливо тут доцільно зазначити, що у разі коли температура речовини перевищує 650—750 °С на глибині понад 15 км, вона є розплавом, що містить розчинені флюїди. Флюїди (у сенсі фазового складу) існують до температури 400—450 °С. За температур менших за 250 °С рухома речовина є гідротермальним розчином, що містить кремнезем, метали, розчинені гази тощо. Тобто конвективна передача тепла здійснюється розплавом, від якого відокремлюються флюїди, чи термальним розчином, що містить солі та газову складову.

Для перебігу гідротермального проце-

су та утворення родовищ є важливим, що переміщення крил розломів мають реверсний характер, тобто під час активізацій напрямок зсуву може змінювати свій знак. Оскільки розриви поновлювалися багаторазово, проявами тектонічного режиму є поєднання напруг стискання та розтягу, що призводить до розвитку різноманітних проявів дилатансійного розуцільнення [Гинтов, 2005]. Безпосередньо під час тектонічної деформації зони поєднаних розривів і тріщин відіграють флюїдопровідну роль, а після закриття внаслідок стиску чи мінералізації стають непроникними [Шестопалов и др., 2018].

Як було визначено, середній ТП у межах ДДЗ є доволі сталим. Але розподіл температур з глибиною суттєво відрізняється в різних частинах западини. Територія Чернігівського сегмента, розташована на захід від Немирівської ЗР, визначається значеннями ТП, нижчими за 40 мВт/м^2 , що зумовлено виключно від'ємними змінами градієнта. Проявів гідрогеологічної

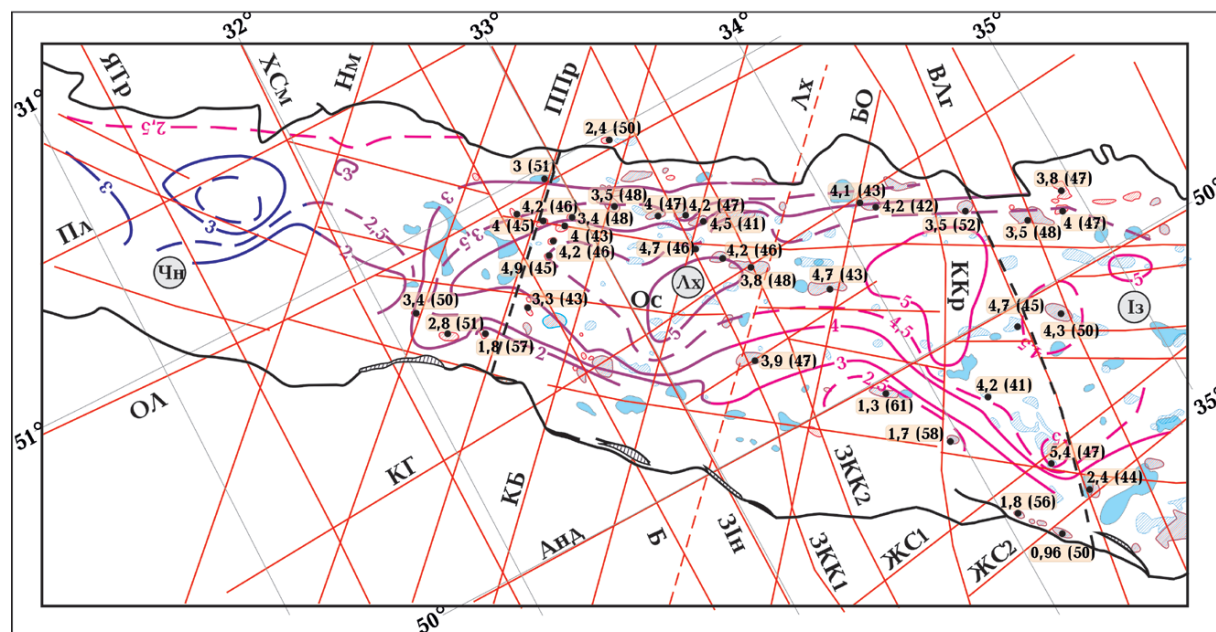


Рис. 8. Схема розподілу глибин зміни геотермічного градієнта та глибина розміщення продуктивних пластів. Цифрами позначено глибину розміщення продуктивних пластів, у дужках — значення ТП, розраховане за температурою в пласті [Геологія..., 1989б]. Інші умовні позначення див. на рис. 1.

Fig. 8. Distribution of the geothermal gradient change depth and depths of the productive layers. The numbers indicate the depths of the productive layers, in brackets — HF calculated from the layer temperature [Shpak, 19896]. Other symbols as in Fig. 1.

інверсії та підвищення пластового тиску також не виявлено [Лукин, 1997]. Хоча і тут існують поховані антиклінальні структури (переважно на них і проводились заміри температур у свердловинах), невеликі родовища розташовані тільки вздовж Переяслав-Хмельницько-Прилуцької ЗР. Прояви гідрогеологічної інверсії достеменно встановлені в Лохвицькому сегменті [Лукин, 1997, 2005]. Тут зміни розподілу ТП і температур пов'язані із зонами перетину ЗР північно-східного простягання з меридіональними.

У східній частині Чернігівського та західній частині Лохвицького сегментів будова родовищ залежить від гідродинамічного режиму переважно нижньокарбонового структурного поверху, а головну роль в розподілі ТП відіграють поздовжні ЗР і ділянки перетину меридіональних ЗР із ЗР північно-східного простягання. Ця тенденція здебільшого зберігається до Лохвицької ЗР, на схід від якої в будові осадової товщі та розподілі параметрів теплового поля додається вплив широтних — Київ—Гадяч та Андрушівської. Тут прояви сучасної гідротермальної діяльності відображені значно більшою амплітудою лише додатних змін градієнта.

На багатьох структурах розломи осадового чохла поховані під вищими структурними поверхами, відокремленими флюїдоупорами. У західній частині Лохвицького сегмента стрибок градієнта встановлений в турнейсько-нижньовізейському чи верхньовізейсько-серпухівському ярусах нижнього карбону, яким відповідають два рівні промислової нафтогазоносності. Вони містять більшість родовищ вуглеводнів, сконцентрованих в антикліналях, брахіантикліналях і різних за розміром мульдах та прогинах — головних структурних формах, згрупованих у довгі вали та депресійні зони між ними. У цій частині ДДЗ родовища приурочені до відносно просто побудованих малоамплітудних куполовидних складок, брахіантикліналей, розбитих розломами, похованих під середньокарбоновим структурним поверхом,

а глибина зміни градієнта є близькою до глибини залягання пластів, що містять поклади вуглеводнів (рис. 8). Температури, заміряні безпосередньо в продуктивних пластах, відповідають підвищеному ТП.

У Лохвицькому блоці зміни градієнта відбуваються в породах нижнього карбону, катагенетично перетворених за температур 110—130 °С (зона мезокатагенезу — МК₁—МК₃) [Геологія..., 1989б]. Але вплив температур спрямований не на утворення вуглеводнів, як вважалося раніше, а на зміну фізичних властивостей вміщуючих порід внаслідок структурно-текстурних перетворень — підвищення крихкості, появи сланцюватості, що важливо для утворення як проникних структур, так і пасток. Зміна складу порід унаслідок метасоматичних перетворень також сприяє підвищенню колекторських властивостей пісковиків і карбонатів, тому вони містять найбільшу кількість покладів [Геологія..., 1989б; Шестопалов и др., 2018]. Зміна градієнта відбувається на границі порід з підвищеною проникністю та флюїдоупором. Вище розташований потужний шар нелітифікованих осадів, в якому градієнт становить близько 20 °С/км.

Підвищенням ТП до 45—48 мВт/м² виділяється територія, розташована між Лохвицькою та Верховцівсько-Льговською ЗР. Вона вирізняється складною будовою фундаменту [Геологія..., 1989а,б; Карта..., 1992; Старостенко и др., 2017а,б], тому що знаходиться безпосередньо над Криворізько-Кременчуцькою зоною — складовою частиною Інгuleцько-Кременчуцької шовної зони. На захід від Лохвицької ЗР розташоване продовження протерозойських Інгuleцького мегаблока та західної частини Інгuleцько-Кременчуцької шовної зони, на схід від Верховцівсько-Льговської — архейського Придніпровського. Різна будова фундаменту, а також різна потужність осадової товщі зумовлюють різну структуру теплового поля, а розташування ізоліній ТП контролюється ЗР різних напрямків. Обмеження саме Лохвицькою ЗР є умовним, бо на розподіл теплових параметрів впливають як меридіональні ЗР, що

обмежують Криворізько-Кременчуцьку зону із заходу, так і широтні — Київ—Гадяч і паралельна до неї. Ці ЗР були багаторазово активовані, тому розломи перетинають пермські осади та навіть досягають поверхні, а ділянки пов'язаних порожнин не обов'язково закінчуються в межах верхньовізейсько-серпухівського ярусу, як в західній частині сегмента.

Як показано на прикладі Мачуського родовища, підвищення температури на 3—10 °С виникає в зоні змішування розсолів нижнього та верхнього гідрогеологічних поверхів. Верхньому поверху горизонтального руху літокатагенних високомінералізованих хлоридно-кальцієвих розчинів властивий застійний гідродинамічний режим. Тут розподіл температур відповідає градієнта 19—21 °С/км. Нижньому поверху вертикального руху притаманний активний ексфільтраційний режим, зумовлений інжекцією гідрокарбонатно-натрових глибинних вод [Геология..., 1989б; Лукин, 1997, 2005; Шестопапов и др., 2018]. Зона змішування має складну будову, обумовлену нерівномірним розподілом колекторів та різною інтенсивністю гідродинамічної, геотермодинамічної та гідрохімічної взаємодії розсолів верхнього поверху із високонапірними та високоентальпійними газонасиченими водами нижнього [Лукин, 1997, 2005; Шестопапов и др., 2018]. Таким чином, глибина, на якій відбувається підвищення градієнта, відповідає глибині гідрогеологічної інверсії — супроводжується зміною сольового складу води, а амплітуда підвищення залежить від інтенсивності надходження та температури розсолів нижнього гідрогеологічного поверху. Гідрогеологічну інверсію задокументовано на багатьох родовищах Лохвицького сегмента [Лукин, 1997, 2005; Шестопапов и др., 2018].

В Ізюмському сегменті ТП становить близько 40 мВт/м². Хоча загальний розподіл ТП на карті майже не відрізняється від розподілу в західній частині Лохвицького, розташування покладів і розподіл сучасних температур пов'язані з іншими структурами. Накопичення вуглеводнів

відбувається у відкладах верхнього карбону та нижньої пермі та обумовлене існуванням флюїдоупорів — непроникних соляних діапирів, які контролюють поздовжня Осьова та широтні Старобільсько-Жмеринські ЗР. Останні проявлені скидами поверхні Мохо, амплітудою до 12 км розповсюдженням коромантійної суміші, потужність якої максимальна над Оріхівсько-Павлоградською шовною зоною і зростає при перетині Західноприазовською [Старостенко и др., 2017б]. На поверхні фундаменту Старобільсько-Жмеринським ЗР відповідають розриви до 20 км, зміщення по бортових ЗР, в осадовій товщі — розриви до 40 км [Геология..., 1989б].

Автори монографії [Геология..., 1989б] вважають, що скупчення газу утворені внаслідок проривів з відкладів нижнього карбону або девону. Це припущення видається дуже вірогідним і пояснює невисокі температури навіть у продуктивних пластах [Геология..., 1989б]. Але з цього не випливає висновок про палеозойський вік вуглеводневих газів. Можна припустити, що підйом газу відбувається по вертикальних проникних структурах, розташованих на границі соляних штоків і шаруваті осадової товщі. Унаслідок різниці у фізичних властивостях проникність поновлюється навіть при незначних тектонічних рухах. Флюїдоупором є потужна хемогенна покришка великих антиклінальних структур, з якими пов'язані найкрупніші родовища газу ДДЗ. Якщо припустити, що і тут головна глибина зміни градієнта пов'язана із структурними ярусами нижнього карбону, то наявні свердловини її не перетинають, оскільки тут глибина їх залягання перевищує 6000—8000 м (див. рис. 1). Температури є доволі низькими, тому що глибина розвантаження термальних вод нижнього структурного поверху та глибина накопичення газу рознесені на декілька кілометрів. Натомість скупчення газоконденсату вирізняються проявами аномально високого пластового тиску (підвищений відносно гідростатичного в 1,6—2 рази) [Геология..., 1989б]. Соляні діапіри є каналами дегазації [Шестопапов и др., 2018], а соляні

капельюхи, поширені в Ізюмському сегменті, є ідеальними флюїдоупорами.

Західноприазовська ЗР є західною межею Приазовського мегаблока УЩ. На схід від неї відбувається підвищення ТП в напрямку Донбасу.

Висновки. У статті на основі аналізу близько 8000 вимірів температури у 1600 свердловинах 246 структур досліджено геотермічні параметри ДДЗ. За розподілом температур із глибиною доведено, що на всіх без винятку родовищах в частині свердловин відбувається зміна градієнта, яка може бути від'ємною чи додатною. У Чернігівському сегменті додатні зміни відбуваються тільки вздовж північної бортової ЗР, а на решті території є від'ємними. На схід від тектонічного шва Херсон—Смоленськ і в Лохвицькому сегменті переважають додатні зміни, а їх глибина збігається з глибиною розташування покладів вуглеводнів. Частка свердловин з додатною зміною збільшується в східному напрямку.

Карту ТП побудовано за осередненими значеннями для кожного родовища. Значення ТП у межах западини змінюються від 36 до 56 мВт/м², а на більшій частині те-

риторії становлять 39—46 мВт/м². Наведений аналіз розподілу ТП свідчить, що його варіації пов'язані із зонами розломів фундаменту. На захід від Лохвицької ЗР зміни ТП відбуваються на ділянках перетину ЗР північно-східного простягання з меридіональними. У межах трикутника, розташованого від Лохвицької до Верховцівсько-Льговської ЗР, також проявлено вплив широтних ЗР (Київ—Гадяч та Андрушівської). У центральній частині Ізюмського сегмента розподіл ТП узгоджується з розташуванням широтних Старобільсько-Жмеринських і поздовжньої Осьової ЗР.

Зіставлення з результатами гідрогеологічних досліджень дає змогу припустити, що глибина та напрямок зміни градієнта є параметром теплового поля, який відображає сучасні тектонічні та геологічні події: відновлення в осадовій товщі проникних зон і підвищення температури внаслідок інжекції термальних гідрокарбонатно-натрових глибинних вод. Найперспективнішими щодо нафтогазоносності є області із стійким додатним підвищенням градієнта. Для підтвердження висловленого припущення необхідне залучення додаткової геологічної, гідрогеологічної інформації.

Список літератури

- Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины.* Под ред. Ю.А. Арсирия. Киев: Изд. Мингео УССР, 1984, 190 с.
- Бурахович Т.К., Кушнір А.М. Геоелектричні неоднорідності літосфери Прип'ятсько-Дніпровсько-Донецької западини вздовж профілю GEORIFT 2013. *Геофіз. журн.* 2024. Т. 46. № 3. С. 32—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i3.299169>.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие.* Под ред. П.Ф. Шпака. Киев: Наук. думка, 1989а, 204 с.
- Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Нефтегазоносность.* Под ред. П.Ф. Шпака. Киев: Наук. думка, 1989б, 204 с.
- Гинтов О.Б. *Полевая тектонофизика и ее применения при изучении деформаций земной коры Украины.* Киев: Феникс, 2005, 572 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Пек Й., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Днепровско-Донецкая впадина (геофизика, глубинные процессы).* Киев: Корвинпресс, 2006, 144 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Геотермический атлас Украины.* Киев: Изд. ИГФ НАН Украины, 2004, 60 с.
- Карта разрывных нарушений и основных зон линейных деформаций юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки).* Масштаб 1:1000 000. Ред. И.А. Крылов. Москва: ГУГК, 1988, 4 л.

- Карта структурного районирования докембрия юго-западной части Восточно-Европейской платформы. М:1:1000000. Ред. Л.С. Галецкий. Киев, 1992, 6 л.
- Кутас Р.И. *Поле тепловых потоков и тепловая модель земной коры*. Киев: Наук. думка, 1978, 140 с.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В. *Теплополе Украины*. Киев: Наук. думка, 1971, 141 с.
- Лукин А.Е. Глубинная гидрогеологическая инверсия как глобальное синергетическое явление: теоретические и прикладные аспекты. Статья 2. Тектоно-геодинамические аспекты глубинной гидрогеологической инверсии. *Геол. журн.* 2005. № 1. С. 50—67.
- Лукин А.Е. *Литогеодинамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах*. Киев: Наук. думка, 1997, 224 с.
- Лукин А.Е., Шестопалов В.М. Кольцевые тектономагматогенные структуры в зонах повышенной геодинамической нестабильности — первоочередные объекты поисков месторождений водорода. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 4. С. 1—41. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244038>.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Савченко А.С. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. I. Глубинное строение. *Геодинамика*. 2017а. № 1(22). С. 125—138.
- Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я., Савченко А.С. Неоднородность литосферы Днепровско-Донецкой впадины и ее геодинамические следствия. II. Геодинамическая интерпретация. *Геодинамика*. 2017б. № 2(23). С. 83—103.
- Старостенко В.И., Русаков О.М., Пашкевич И.К., Кутас Р.И., Орлюк М.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Максимчук П.Я., Козленко Ю.В., Козленко М.В., Легостаева О.В., Лебедь Т.В., Савченко А.С. *Тектоника и углеводородный потенциал кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины*. Киев: Галактика, 2015, 211 с.
- Усенко А.П. Розподіл теплових характеристик в центральній частині південно-західного борту Дніпровсько-Донецької западини. *Доп. НАН України*. 2017. № 6. С. 58—61.
- Усенко А.П., Усенко О.В. Аналіз геотермічних параметрів нафтогазових родовищ центральної частини Дніпровсько-Донецької западини. *Геофиз. журн.* 2020. Т. 42. № 3. С. 128—146. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204705>.
- Усенко А.П., Усенко О.В. Визначення геотермічних параметрів, що відповідають за сучасну геотермальну діяльність у Дніпровсько-Донецькій западині та Донбасі. *Доп. НАН України*. 2021. № 6. С. 97—107. <https://doi.org/10.15407/dopovid2021.06.09>.
- Усенко О.В., Макаренко І.Б., Савченко О.С., Усенко А.П. Комплексний аналіз співвідношення структурних і речовинних неоднорідностей різних поверхів літосфери Дніпровсько-Донецької западини. *Геофиз. журн.* 2025. Т. 47. № 2. С. 333—339. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i2.322573>.
- Усенко О.В., Усенко А.П. Прояви сучасної дегазациї в тепловому потоці та глибинній будові (на прикладі Лохвицького блока Дніпровсько-Донецької западини). *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 5. С. 54—76. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272327>.
- Усенко А., Усенко О. *Анализ геотермических параметров на северо-западной части ДДВ*. LAPLAMBERT Academic Publishing, 2018, 141 с.
- Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згонник В.А., Макаренко А.Н., Ларин Н.В., Богуславский А.С. *Очерки дегазации Земли*. Киев: Ітексервис, 2018, 632 с.
- Ilchenko, T. (1996). Dnieper-Donets Rift: deep structure and evolution from DSS profiling. *Tectonophysics*, 268, 83—98. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00221-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00221-1).
- Shestopalov, V., Lukin, O., Starostenko, V., Ponomarenko, O., Tsvetkova, T., Koliabina, I., Makarenko, O., Usenko, O., Rud, O., Onoprienko, A., Saprykin, V., & Vardapelian, R. (2021). Prospects for exploration of hydrogen fields in riftogene structures of platforms (the case of the Dnieper-Donets Aulacogene). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(5), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244038>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetsky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Lego-

staeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT2013 in Pripyat-Dnieper-

Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.

Thermodynamic parameters distribution in the Dnieper-Donetsk basin. Connection with structure and oil, gas bearing capacity

O.V. Usenko, A.P. Usenko, 2025

S. Subbotin Institute of Geophysics of National Academy
of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

Calculations of geothermal parameters of the Dnieper-Donetsk basin have been carried out. In all fields in part of wells the geothermal gradient is stable and is 20—21 °C/km, and in some it changes. It is negative to the west of the Chernihiv segment, where there are no fields. In its eastern part and the and western part of the Lokhvytsia segment, both positive and negative changes have been observed. In the eastern part of the Lokhvytsia segment and in the near-border parts of the Izyum block, they are exclusively positive.

Heat flux within the depression varies from 36 to 56 mW/m², but over most of the territory it is 39—46 mW/m². The most common values are 40—42 mW/m². At the border of the Chernihiv and Lokhvytsia segments, in the southern near-border part and between the Lokhvytsia and Verkhovtsiv-Lgov fault zones (FZ), HF is increased to 45—48 mW/m². The central part of the Izyum segment is characterized by low HF values (38—40 mW/m²). A major increase happens to the east of Western Azov Region towards Donbas.

The spatial distribution of heat flux and temperatures at a depth of 3000 m correlates with the location of the foundation FZ. To the west of the Lokhvytsia FZ, HF changes in areas where the north-eastern stretch zone intersects with the meridional zones. In the triangle between the Lokhvytsia to Verkhovtsiv-Lgov FZs, the influence of the latitudinal FZs (Kyiv—Hadyach and Andrushivka) is also evident. In the central part of the Izyum segment, the distribution of HF corresponds with the location of the latitudinal Starobilsk-Zhmerynka and longitudinal Axial FZs.

It is suggested that the increase in the gradient is a parameter of the thermal field that reflects modern tectonic and geological events: the recovery of permeable zones in the sedimentary strata which are related to the faults in the foundation and sedimentary layers, and temperature increase because of the injection of thermal hydrocarbonate-sodium deep waters. The depth of the gradient change is close to the depth of the strata containing hydrocarbon deposits.

In the Lokhvytsia segment, gradient changes in the Lower Carboniferous layers, which contain hydrocarbon deposits. In Izyum, the wells do not reach the Lower Carboniferous sediments, and the hydrodynamic regime is caused by the spread of impermeable salt diapirs.

Key words: Dnieper Donetsk basin, heat flow, gradient, modern hydrothermal activity, fault zones, hydrocarbon deposits.

References

- Arsiriy, Yu.A. (Ed.). (1984). *Atlas of the geological structure and oil and gas potential of the Dnieper-Donetsk depression*. Kiev: Publ. of the Mingeo USSR, 190 p. (in Russian).
- Burakhovych, T.K., & Kushnir, A.M. (2024). Geoelectrical inhomogeneities of the lithosphere of the Pripyat-Dnieper-Donetsk basin along the GEORIFT 2013 profile. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(3), 32—49. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i3.299169> (in Ukrainian).
- Shpak, P.F. (Ed.). (1989a). *Geology and oil and gas capacity of the Dnieper-Donets Basin. Deep structure and geotectonic development*. Kyiv: Naukova Dumka, 208 p. (in Russian).
- Shpak, P.F. (Ed.). (1989b). *Geology and oil and gas capacity of the Dnieper-Donets Basin. Oil and gas capacity*. Kyiv: Naukova Dumka, 204 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2005). *Field tectonophysics and its applications in studying deformations of the Earth's crust of Ukraine*. Kiev: Phoenix, 572 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavhorodnyaya, O.V., Kovachykova, S., Logvinov, I.M., Pek, Y., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2006). *Dnieper-Donets Basin (geophysics, deep processes)*. Kiev: Korvin Press, 144 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavhorodnyaya, O.V., Logvinov, I.M., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2004). *Geothermal atlas of Ukraine*. Kyiv: Publ. of the Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, 60 p. (in Russian).
- Krylov, I.A. (Ed.). (1988). *Map of broken and main lineament zones of the southwest of the USSR (using space survey materials). Scale 1:1000 000*. Moscow: MDGC, 4 p. (in Russian).
- Galetskiy, L.S. (Ed.). (1992). *Map of the Precambrian structural zoning of the southwestern part of East European Platform. 1:1000000*. Kyiv, 6 p. (in Russian).
- Kutas, R.I. (1978). *The field of heat flows and the thermal model of the Earth's crust*. Kiev: Naukova Dumka, 140 p. (in Russian).
- Kutas, R.I., & Gordienko, V.V. (1971). *Thermal field of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 141 p. (in Russian).
- Lukin, A.E. (2005). Deep hydrogeological inversion as a global synergistic phenomenon: theoretical and applied aspects. Article 2. Tectono-geodynamic aspects of deep hydrogeological inversion. *Geological Journal*, (1), 50—67 (in Russian).
- Lukin, A.E. (1997). *Lithogeodynamic factors of oil and gas accumulation in avlacogenic basins*. Kyiv: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).
- Lukin, A.E., & Shestopalov, V.M. (2021). Prospects for exploration of hydrogen fields in riftogene structures of platforms (the case of the Dnieper-Donets Aulacogene). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 43(4), 3—41. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244038> (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., & Savchenko, A.S. (2017a). Heterogeneity of the lithosphere of the Dnieper-Donets Basin and its geodynamic consequences. I. Deep structure. *Geodynamics*, (1), 125—138 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Pashkevich, I.K., Makarenko, I.B., Kuprienko, P.Ya., & Savchenko, A.S. (2017b). Heterogeneity of the lithosphere of the Dnieper-Donets Basin and its geodynamic consequences. II. Geodynamic interpretation. *Geodynamics*, (2), 83—103 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Rusakov, O.M., Pashkevich, I.K., Kutas, R.I., Orlyuk, M.I., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Maksimchuk, P.Ya., Kozlenko, Yu.V., Kozlenko, M.V., Legostaeva, O.V., Lebed, T.V., & Savchenko, A.S. (2015). *Tectonics and hydrocarbon potential of the crystalline basement of the Dnieper-Donets Basin*. Kyiv: Galaktika, 211 p. (in Russian).
- Usenko, A.P. (2017). Distribution of thermal characteristics in the central part of the southwestern board of Dnieper-Donetsk basin. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (6), 58—61 (in Ukrainian).
- Usenko, A.P., & Usenko, O.V. (2020). Analysis of geothermic parameters of oil-and gas deposits of the central part of the Dnieper-Donets depression. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(3), 128—146. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i3.2020.204705> (in Ukrainian).

- Usenko, A.P., & Usenko, O.V. (2021). Determination of geothermal parameters that are responsible for modern geothermal activity in the Dnieper-Donetsk Depression and the Donetsk Basin. *Dopovidi NAN Ukrainy*, (6), 97—107. <https://doi.org/10.15407/dopovidi2021.06.09> (in Ukrainian).
- Usenko, O.V., Makarenko, I.B., Savchenko, O.S., & Usenko, A.P. (2025). Comprehensive analysis of correlation between structural and material heterogeneities of the different layers of lithosphere, Dnipro-Donetsk basin. *Geofizychnyi Zhurnal*, 47(2), 333—339. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i2.322573> (in Ukrainian).
- Usenko, O.V., & Usenko, A.P. (2022). The display of modern degassing in the heat flow and deep structure (on the example of Lokhvytsky block of Dnieper-Donetsk basin). *Geofizicheskii Zhurnal*, 44(5), 54—76. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272327> (in Ukrainian).
- Usenko, A., & Usenko, O. (2018). *Analysis of geothermal parameters in the northwestern part of DDB*. LAP LAMBERT Academic Publishing, 141 p. (in Russian).
- Shestopalov, V.M., Lukin, A.E., Zgonnyk, V.A., Makarenko, A.N., Laryn, N.V., & Boguslavskiy, A.S. (2018). *Essays on the degassing of the Earth*. Kiev: Itekservice, 632 p. (in Russian).
- Очерки дегазации Земли. Киев: Итексервис, 2018, 632 с.
- Ilchenko, T. (1996). Dnieper-Donets Rift: deep structure and evolution from DSS profiling. *Tectonophysics*, 268, 83—98. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00221-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00221-1).
- Shestopalov, V., Lukin, O., Starostenko, V., Ponomarenko, O., Tsvetkova, T., Koliabina, I., Makarenko, O., Usenko, O., Rud, O., Onoprienko, A., Saprykin, V., & Vardapelian, R. (2021). Prospects for exploration of hydrogen fields in riftogene structures of platforms (the case of the Dnieper-Donets Aulacogene). *Geofizicheskii Zhurnal*, 43(5), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244038>.
- Starostenko, V., Janik, T., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Lysynchuk, D., Aizberg, R., Garetzky, R., Karataev, G., Gribik, Y., Farfuliak, L., Kolomiyets, K., Omelchenko, V., Komminaho, K., Tiira, T., Gryn, D., Guterch, A., Legostaeva, O., Thybo, H., & Tolkunov, A. (2018). Lithospheric structure along wide-angle seismic profile GEORIFT2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International*, 212, 1932—1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.