

О. О. Орлов, В. Г. Омельченко

## ВИКОРИСТАННЯ ГІДРОТЕРМАЛЬНОЇ І ПЕТРОТЕРМАЛЬНОЇ ЕНЕРГІЇ ЗЕМЛІ

(Рекомендовано акад. НАН України І. І. Чебаненком)

Кратко рассматриваются геотермические критерии, которыми характеризуется тепловой режим Земли. Приводится информация о замерах температур в скважинах по всей территории Украины, которые сопоставляются с данными о распределении интенсивности теплового потока Земли на территории Украины. Рассматриваются методы использования петротермальной и гидротермальной энергии в административных областях Украины.

Geothermal criteria characteristic to the thermal conditions of the Earth are shortly described. Given are the data about measured temperatures within the boreholes on the whole territory of Ukraine which are compared with the distribution of the rate of the Earth heat flux on the territory Ukraine. The methods of petrothermal and hydrothermal power application in the administrative regions of Ukraine are considered.

Поверхневі джерела термальних вод, а також пластові термальні води, що залягають в осадовій оболонці земної кори, люди використовували ще до нашої ери. Відомо, що термальні води із джерел і колодязів застосовували в давньому Римі для обігріву штучних басейнів і бань вельможних патриціїв. І у наш час в деяких областях Італії використовують термальні пластові води в побутових і навіть промислових цілях, яскравим прикладом чого може слугувати експлуатація родовища високотемпературних вод Лардерелло в області Тоскано, де ще в минулому віці видобували пар, на якому працювала побудована електростанція потужністю 200 тис. кВт/рік. У Каліфорнії (США) в районі розвитку гейзерів споруджені електрогенератори виробляють електроенергію сумарною потужністю понад 400 тис. кВт/рік. Можна навести також приклади промислового використання енергії термальних вод у Новій Зеландії та в інших країнах.

В Україні, незважаючи на те, що вона володіє значним енергетичним потенціалом підземних термальних вод, про що свідчать прямі заміри температур у пробурених свердловинах в усіх трьох нафтогазоносних регіонах (Західному, Східному і Південному), проблема використання гідротермальних ресурсів, як першочергове завдання, до даного часу не розглядається. Замість серйозного вирішення вказаної проблеми державні

чиновники радять обігрівати житлові та службові будівлі шляхом спалювання соломи, деревинних відходів (стружки, із якої виробляють чудовий будівельний матеріал — плити ДСП) та навіть деревини. Так, у м. Івано-Франківськ на початку опалювального сезону 2009—2010 рр. перед телекамерою для державного чиновника спалили зібрану із наколишніх населених пунктів солому і деревинну стружку в такій кількості, що потім цілий місяць в магазинах не було в продажі ДСП. Не можна також переводити опалення будинків і особливо промислових будівель на вугілля. Ми живемо у XXI, а не у XVIII ст., коли в Україні можна було зустріти спорадично тільки кузні та дуже малі (що тільки виникали) індустріальні установи, які спалювали вугілля в дуже малому об'ємі, що на той час ще не могло значною мірою забруднювати атмосферу. До речі, вугілля є дуже цінною сировиною для багатьох галузей промисловості.

Одне із перспективних екологічно чистих і вигідних енергетичних джерел, альтернативних вуглеводневому і вугільному паливу в Україні, є, безумовно, тепла енергія термальних вод.

Ще наприкінці XVIII ст. геологами було встановлено, що температура в надрах осадової оболонки Землі з глибиною збільшується і залежить від геологічної будови району. Для того щоб оцінити зростання температури, були введені поняття геотермічного ступеня і геотермічного градієнта. Геотермічний ступінь (G) — це від-

стань по вертикалі (м), що відповідає збільшенню температури на 1°C. Геотермічний ступінь на глибині (Н) визначається за формулою:

$$G = (H - h)/(T - t),$$

де  $h$  — товщина поверхневого шару (м), нижче якого підвищення температури з глибиною закономірно збільшується;  $t$  — середньорічна температура у певному районі або області. Середнє значення геотермічного ступеня по світу в земній корі дорівнює 33 м на 1°C. Геотермічний градієнт — це величина, обернена геотермічному ступеню, тобто це кількісне значення температури (°C), що змінюється на 100 м зміни глибини. В середньому по світу геотермічний градієнт дорівнює 3,33 °C на 100 м.

За даними геотермічних досліджень не можна вважати, що збільшення температури, яке спостерігається з глибиною у верхніх шарах земної кори, так само відбувається і в її нижніх шарах, а також у глибинних оболонках планети. Наведемо такі розрахунки [13]. Радіус Землі по великій осі дорівнює 6 377 397 м. Якщо вважати, що зростання температури відбувається закономірно однаково по всьому радіусу Землі згідно із закономірністю збільшення  $G$ , то в центрі земної кулі температура мала бути 193 254°C. Це неможливо, адже земна куля не витримала б такої температури і перетворилася на газоподібну речовину. Відомо, що навіть на поверхні Сонця, згідно з астрофізичними дослідженнями, температура не перевищує 900°C. Закономірне збільшення температури, відповідно до геотермічного ступеня пов'язане з радіоактивним шаром Землі, товщина якого дорівнює, згідно з дослідженнями В. Г. Хлопіна, 91 км [19]. Вважається, що геотермічний ступінь нижче сіалічної оболонки різко збільшується і температура в напрямку до центра Землі, починаючи з покрівлі сімачної оболонки, підвищується дуже повільно і в центрі Землі не повинна перевищувати 2000—4000°C. За В. О. Магницьким, на глибині 100 км температура дорівнює приблизно 1300°C. Тому вважається, що геотермічний ступінь, встановлений для верхніх шарів земної кори, зберігається до глибини близько 20 км. Нижче збільшення температури уповільнюється [18, 19].

У верхніх шарах земної кори встановлена наявність занижених значень геотерміч-

ного ступеня відносно середньої її величини по світу в межах міжгірських і передгірських прогинів, де гірські породи знаходяться в умовах тектонічних напружень (геотермічний градієнт відповідно збільшується). Теж саме спостерігається в районах розвитку магматичних і вулканічних процесів. У межах стабільних платформ і особливо на щитах геотермічний ступінь підвищується, а геотермічний градієнт зменшується, за даними Д. І. Дьяконова, до 0,9—0,6°C на 100 м.

По проблемі природи тепла Землі існує багато теорій і гіпотез. Але з впевненістю можна сказати, що походження тепла Землі пов'язане як з екзогенними, так і з ендегенними процесами. Насамперед слід зазначити, що Земля постійно одержує теплову енергію від Сонця, яка за межами земної атмосфери оцінюється у 2 кал/60 с на площу 0,01 м<sup>2</sup> [3]. Одна частина цієї енергії відбивається, а друга поглинається атмосферою, ґрунтом та поверхневими, не глибоко зануреними шарами корінних порід осадової оболонки Землі, а також поверхневими водами, частина яких може мігрувати униз по тектонічних розломах, де відбувається їх каптаж у підґрунтових пластах з аномально низькими пластовими тисками, які ми називаємо п'єзомінімумами. Існує також астрономічна гіпотеза про виділення тепла в космосі внаслідок ущільнення небесних тіл і взаємопритягання космічних матеріальних частинок, що також обумовлює надходження певної кількості тепла на Землю [3]. Має право на існування також гіпотеза, відповідно до якої природа теплових процесів в надрах Землі пов'язана з поступовим її застиганням [1, 21]. Крім вказаного, багато авторів достатньо обґрунтовано вважають, що в земній корі виникає розігрівання гірських порід внаслідок складкоутворюючих процесів, а також в результаті рухів великих блоків гірських порід у різних напрямках (фрикційний ефект), при яких механічна енергія переходить у теплову [10, 15]. Крім того, на даний час одержано результати наукових досліджень осадової оболонки земної кори, які свідчать про суттєву роль магматичних процесів і вулканізму, а також впливу їх на фізико-хімічне перетворення гірських порід, при яких виділяється тепло. Впливають і висхідні рухи гарячих ювеніль-

них вод по тектонічних розломах та сублатеральних переміщень пластових вод у проникних товщах осадової оболонки Землі, при яких розігріваються вищезалюгаючі товщі гірських порід.

Але на даний час більшість вчених у галузі геотермії надають перевагу у вивченні проблеми походження тепла Землі постійно діючим радіоактивним процесам, які є головними причинами теплових потоків Землі. Астрогеологи приділяють також велику увагу гравітаційним конвекційним потокам (переміщенням) мантійної речовини у підкорових оболонках Землі [1].

Головними фізичними критеріями, що характеризують теплові процеси в надрах Землі і застосовуються при розрахунках, крім розглянутих вище геотермічного ступеня та геотермічного градієнта, є температура гірських порід, теплота (тепловий потік), теплоємність і теплопровідність. Температура вимірюється за шкалою Цельсія, вихідними значеннями якої є  $0^{\circ}\text{C}$  і  $100^{\circ}\text{C}$ , що відповідають точкам замерзання і кипіння прісної води. Початкова відмітка температури, що відповідає мінімальному її значенню і нижче якої вона опуститися не може та яка Кельвіном названа абсолютним нулем ( $0^{\circ}\text{K}$ ), дорівнює мінус  $273,15^{\circ}\text{C}$ . Теплота (тепловий потік) Землі вимірюється в калоріях. Одна калорія — це кількість теплоти, яка необхідна для нагрівання  $0,001$  кг прісної води на  $1^{\circ}\text{C}$  (прийнято від  $14,5$  до  $15,5^{\circ}\text{C}$ ). У практичних розрахунках частіше застосовують велику калорію (ккал), що дорівнює  $1000$  калорій.

Теплоємність того чи іншого матеріального тіла дорівнює кількості теплоти, яка необхідна для збільшення його температури на  $1^{\circ}\text{C}$ . Наприклад, теплоємність граніту становить  $0,155$  ккал, вапняку — від  $0,16$  до  $0,23$  ккал, пісковиків — від  $0,19$  до  $0,22$  ккал. Питому теплоємність одержують із добутку величини теплоємності матеріального тіла на величину її густини [3]. Теплопровідність матеріального тіла — це властивість передавати теплову енергію без переміщення тіла і без променевого теплообміну. В металічних кристалах механізмом теплопровідності є передача енергії електронами в матеріальних тілах, а якщо вони володіють властивостями діелектриків, то теплопровідність в основному пов'язана з енергією

коливань зв'язаних вузлів молекулярної решітки тіла. Теплопровідність, як правило, виражається в позасистемних одиницях  $\{\text{кал}/\text{с} \cdot \text{см}^2 \times \text{температурний градієнт } (^{\circ}\text{C}/\text{см}), \text{ або ккал}/\text{год} \times \text{м}^2 \times \text{температурний градієнт } (^{\circ}\text{C}/\text{м})\}$  [20].

Передавання теплоти в Землі здійснюється трьома головними способами:

— контактним (кондуктивним) шляхом, коли передавання теплоти відбувається від більш нагрітої до менш нагрітої матеральної частинки;

— механічним (конвективним), шляхом переміщення нагрітих матеріальних частинок газу або рідини;

— променевим теплообміном, електромагнітним опромінюванням матеріальних тіл, яке проявляється при їх порівняно значному нагріванні. Наприклад, при нагріванні певних силікатних гірських порід до  $200$ — $300^{\circ}\text{C}$  променевий теплообмін в осадовій оболонці земної кори відіграє не меншу роль, ніж кондуктивне перенесення теплоти. Для малих температур ефект променевого теплообміну проявляється тільки в умовах вакууму [3].

Гідротермальні води зосереджені в гірських породах, що характеризуються колекторськими властивостями (піски, пісковики, органогенні вапняки, тріщинуваті хемогенні вапняки і доломіти). Їх накопичення (поклади і родовища) формуються в пастках різного типу (пластових склепінних, пластових тектонічно екранованих, літологічно обмежених, стратиграфічно обмежених та ін.). Значну роль у формуванні та особливо збереженні в них тепла відіграють покришки з низькими значеннями питомої теплопровідності. За Ж. Гогелем [3], питома теплопровідність гірських порід ( $n$ ) становить ( $n \cdot 10^{-3}$  ккал/с  $\times$   $\text{см}^2$  при температурному градієнті в  $1^{\circ}\text{C}/\text{см}$ ): крейда —  $2,2$ ; сланець (метаморфізований аргіліт) —  $2,0$ — $4,0$ ; граніт —  $5,7$ ; вапняк —  $5,0$ — $7,0$ , мрамур —  $7,5$ ; доломіт —  $10,0$ ; дуніт —  $12,0$ ; кварцит —  $13,0$ ; кам'яна сіль (галіт) —  $27,0$ .

При тектонічному порушенні порід покришок у рухомих зонах Землі, у випадку їх малої товщини і малих глибин залягання природних резервуарів, насичених термальними водами, формуються гейзери, тобто виходи термальних вод (часто мінералізованих) на денну поверхню.



Рис. 1. Евапорити, що утворились від гейзерів на околиці м. Гюельма-Маскутін (фото О. О. Орлова [12])

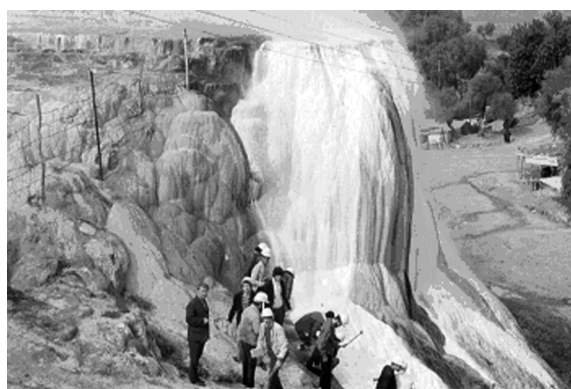


Рис. 2. Екзотичні евапоритові натічні форми [12]

При високій аномальності тиску висота гейзерових фонтанів може сягати понад 5 м. Із гейзерових вод дуже часто відкладається мінеральна речовина, в результаті чого на поверхні формуються екзотичні форми евапоритів. З часом гейзери, після втрати своєї пластової енергії можуть "згасати". Якщо у водоносний пласт гейзера по тектонічних розривах здійснюється надходження гарячих вод із залягаючих нижче флюїдоносних шарів або підтікання гарячих вод внаслідок надходження вод із залягаючих нижче ділянок пласта водонапірної системи, то гейзери знаходяться у "робочому стані" дуже тривалий час. Нам довелося спостерігати такі геологічні феномени в горах Атласу, в районі м. Хамман-Маскутін (Алжир), де із мінералізованих вод існуючих в минулому гейзерів відкладалися евапорити у вигляді конусів висотою 1—2 м. Форма їх подібна копиці складеного сіна у сільських районах Передкарпаття (рис. 1), а на схилах горбів у рельєфі місцевості — екзотичним на-

тічним формам із кальцитового матеріалу ( $\text{CaCO}_3$ ) (рис. 2). Гейзери (як діючі, так і "затухлі"), природа яких пов'язана з гідротермальними водами, відомі в Росії (п-ов Камчатка), США (Іеллоустонський парк), Ісландії, Новій Зеландії.

Розглянемо температурні умови розкритих свердловинами відкладів осадової оболонки Землі і насичуючих їх флюїдів на території України.

Найбільш сприятливі температурні умови в осадових відкладах існують на заході України в Закарпатському прогині, а також на півдні України на Скіфській плиті та в Індольському прогині, де середні значення геотермічного ступеня знижуються відповідно до  $17,5 \text{ м}/1^\circ\text{C}$  (Русько-Комарівське газове родовище) і до  $15,3 \text{ м}/1^\circ\text{C}$  (Глібівське газове родовище). Геотермічні градієнти в цих родовищах відповідно збільшуються до  $4,76$  і  $4,17^\circ\text{C}$  на  $100 \text{ м}$ . Порівняно з середнім значенням геотермічних характеристик по світу у вказаних регіонах України температурні умови можна вважати аномальними. Дані про середньорічні температури повітря ( $t$ ), товщини шару з постійною температурою ( $h_{\text{пост}}$ ) і розраховані геотермічні ступені для всіх нафтогазоносних регіонів України наводяться в таблиці. Методика визначення аномальності температурних умов розглянута в роботах [11, 14].

Як видно із таблиці (п. 1.1), у Закарпатському прогині найбільш високі температури в пробурених свердловинах зафіксовані у розрізах Русько-Комарівського газового родовища (Мукачівська западина) та Королівського і Дібровського газових родовищ (Солотвинська западина).

Температурні умови в Закарпатському прогині, ймовірно, пов'язані з проявами в недавньому геологічному минулому магматичних і вулканічних процесів. У надрах Закарпатського прогину відбувалося застигання магматичних інтрузивних тіл порід, що спостерігається в неоген-палеогенових відкладах розрізу Русько-Комарівського родовища газу [6]. Крім цього, в Закарпатському прогині відкладалися в неогеновий час вулканогенні осадки, представлені дацитовими і ріоліт-дацитовими туфами і туфитами, які сприяють збереженню високих температур та аномальності пластових тисків в деяких природних резервуарах. Подібну роль

**Температури і геотермічні ступені у природних резервуарах в нафтогазоносних областях України (дані О.О. Орлова за 1980, 1982 та 2009 рр.)**

Родовище або площа	Глибина (Н), м	Замірjana температура в пласті на глибині, °С	Геотермічний ступінь на глибині	Коефіцієнт аномальності початкового пластового тиску (K <sub>a</sub> )
1	2	3	4	5
<b>1.1. Закарпатський прогин</b>				
Русько-Комарівське (газове)	1019	68,0	17,5	1,15
Те ж	1663	94,0	19,8	1,20
Станівське (газове)	300	37,0	17,5	1,21
Королівське (газове)	710	48,0	18,7	1,07
Солотвинське (газове)	1340	49,0	34,3	1,09
Те ж	1530	55,0	33,9	1,11
Дібровське (газове)	1492	91	18,4	1,14
Мартівське (CO <sub>2</sub> )	600	38	21,2	1,00
Те ж	900	50	22,5	1,00
Грушевська	1000	52	23,7	1,00
Те ж	3170	124	27,8	1,04
Буштинська	450	33	19,4	1,38
Те ж	1530	102	16,6	1,14
Тереблянська	500	28,7	26,7	1,2
Те ж	1000	59,3	20,3	1,2
Середнє значення геотермічного ступеня у межах досліджуваних глибин становить для Закарпатського прогину 22,5 м на 1°С при h <sub>пост</sub> = 3 м та t = 10°С				
<b>1.2. Внутрішня зона Передкарпатського прогину і Скибової зони Карпат</b>				
Старосамбірське	3460	89	43,2	1,34
Бориславське	2350	64	42,7	1,37
Орив-Уличнянське	3767	93	43,8	1,15
Стинявське	3785	102	40,7	1,08
Північно-Долинське	3255	80	43,1	1,04
Долинське	2303	66	40,4	1,27
Те ж	3204	76	47,8	1,18
Космацьке	2950	86	38,3	1,23
Росільнянське	3002	75	45,4	1,3
Гвіздецьке	1457	38,85	48,7	1,9
Те ж	1690	41,85	51,4	1,8
"	1919	46,85	51	1,7
"	1985,5	47,5	51,5	2,02
Пнівське	2390	57	49,7	—
Битківське	2475	48	63,3	1,12

1	2	3	4	5
Площа Луги, св. 1	3000	78	43,4	—
Те ж	4000	100	43,9	—
"	5000	120	45,0	1,72
"	6000	140	45,7	1,61
Площа Шевченкове, св.1	4000	102	42,0	1,48
Те ж	5000	121	43,8	1,50
"	6000	140	45,8	1,55
"	7000	140	26,5	1,55
Середнє значення геотермічного ступеня у межах досліджуваних глибин становить для Внутрішньої зони прогину і Скибової зони Карпат 42,2 м на 1°C при $h_{\text{пост}} = 3$ м та $t = 9^\circ\text{C}$				
<b>1.3. Зовнішня зона Передкарпатського прогину</b>				
Залужанське	2075,5	65	37	1,08
Пинянське	2058	64	37,4	1,17
Садковицьке	1345	37	47,9	0,87
Кавське	851	33	35,3	0,9
Мединицьке	1393	59	27,8	0,98
Більче-Волицьке	1116	42,7	33	0,95
Угерське	1091	39	36,3	0,93
Косівське	792	26	46,4	0,90
Ковалівсько-Черешенське	2025	66	35,5	0,91
Великомостівська	2394	60	46,9	1,04
Середнє значення геотермічного ступеня у межах досліджуваних глибин становить для Зовнішньої зони 38,4 м на 1°C при $h_{\text{пост}} = 3$ м та $t = 9^\circ\text{C}$				
<b>1.4. Львівський палеозойський прогин Волино-Подільської плити</b>				
Великомостівське	2330	60	45,6	1,04
Локачівське	815	23	40,3	1,04
Те ж	860	27	45,1	1,10
"	910	29	45,4	1,05
Середнє значення геотермічного ступеня у межах досліджуваних глибин становить для Львівського палеозойського прогину Волино-Подільської плити 44,1 м на 1°C при $h_{\text{пост}} = 3$ м та $t = 9^\circ\text{C}$				
<b>1.5. Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ)</b>				
Монастириське	3355	97	37,6	1,10
Прилуцьке	1602	63	29,1	1,16
Мільковське	3000	89	36,9	1,03
Леляківське	1850	48	46,1	1,02
Богданівське	2495	85	31,9	1,09

1	2	3	4	5
Гнідинцівське	1730	45	46,6	1,02
Великобубнівське	3105	95	35,6	1,02
Чижівське	3750	105	38,6	1,07
Глинсько-Розбишівське	3748	101	40,2	1,13
Новотроїцьке	3400	87	42,9	1,04
Чорнухинське	2957	84	38,8	1,00
Рибальське	3384	91	40,7	1,17
Малосорочинське	2257	79	31,7	1,06
Потічанське	1720	59	33,6	1,03
Лиманське	1700	54	36,8	1,00
Зачепилівське	1350	36	48,0	1,10
Машівське	4060	108	40,5	1,11
Опішнянське	3695	101	39,6	1,22
Солохівське	3120	88	38,9	1,20
Новогригорівське	2000	70	32,1	1,00
Перецепинське	2640	75	39,3	1,02
Східно-Новоселівське	1922	53	42,6	1,01
Миколаївське	2693	94	32,7	1,02
Західно-Соснівське	3676	78	52,4	1,07
Шебелинське	2430	64	43,3	1,15
Миролюбівське	2420	73	37,1	1,04
Голубівське	984	31	42,6	1,05
Левенцівське	750	30	33,9	1,02
Західно-Хрещищенське	3400	76	49,9	1,18
Мелехівське	3100	72	45,5	1,19
Верхньоланнівське	3400	74	51,4	1,18
Західно-Медведицьке	3190	75	47,5	1,26
Кременівське	2215	64	39,4	1,10
Волохівське	3060	83	40,7	1,02
Краснопопівське	2311	92	27,4	—
Борівське	1510	55	35,0	1,02
Вергунське	1165	35	43,0	1,05
Вільхівське	1669	57	33,9	1,05
Середнє значення геотермічного ступеня у межах досліджуваних глибин становить для ДДЗ 39,5 м на 1°C при $h_{\text{пост}} = 4 \text{ м}$ та $t = 8^\circ\text{C}$				

1	2	3	4	5
<b>1.6. Скіфська плита (Крим) та Індольський прогин (Керченський п-ів)</b>				
Чорноморське (Скіфська плита)	2144	108	21,9	0,51
Карлавське (Те ж)	3342	131	27,6	0,99
Краснополянське (Те ж)	1096	61	21,6	1,00
Західно-Октябрське (Те ж)	3380	107	34,9	1,19
Октябрське (Те ж)	2709	95	31,9	1,10
Міжводненська площа (Те ж)	225	25	15,3	0,84
Кіровське (Те ж)	987	67	17,4	0,94
Глібівське (Те ж)	918	60,25	15,3	1,19
Те ж	1090	63,5	20,5	1,00
Джанкойське (Те ж)	545,5	36	21,2	1,14
Стрількове (Те ж)	475	28	26,8	0,99
Мошкарівське (Інгол. прогин)	1767	80	23,7	1,52
Куйбишевське (Те ж)	2133	95	25,2	1,88
Малобабченське (Те ж)	272	20,8	25,4	—
Середнє значення геотермічного ступеня у межах досліджуваних глибин становить для Північного Криму і Керченського п-ова 23,5 м на 1°C при $h_{\text{пост}} = 2 \text{ м}$ та $t = 10,4^\circ\text{C}$				
<b>1.7. Переддобрудзький прогин</b>				
Східно-Саратське	2630	—	—	1,0
Жовтоярське	3100	78	45,5	1,1
При $h_{\text{пост}} = 3 \text{ м}$ та $t = 10^\circ\text{C}$				

в неогенових відкладах Закарпатського прогину відіграє, ймовірно, і поширення відкладів солі.

Згідно з дослідженнями Р. І. Кутаса [7—9] та узагальненими даними Ю. З. Крупського, в Закарпатському прогині тепловий потік є максимальним для Карпатського регіону, де він перевищує величину  $2 \text{ Мккал}/0,01 \text{ м}^2 \cdot \text{с}$ , у той час як у Складчастих Карпатах він зменшується до  $1,2 \text{ Мккал}/0,01 \text{ м}^2 \cdot \text{с}$ . Подібні значення теплового потоку існують в Словенській, Панонській і Трансільванській западинах [6].

На карті теплового поля України (рис. 3), складеної В. В. Гордієнко [4], інтенсивність теплового потоку в Закарпатській западині на захід від м. Ужгород сягає понад  $90 \text{ МВт}/\text{м}^2$ . У східному напрямку від Закар-

патської западини інтенсивність теплового потоку поступово зменшується, і в зоні Кросно, Скибовій зоні Карпат та у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину величини інтенсивності теплового потоку коливаються в межах  $50\text{—}70 \text{ МВт}/\text{м}^2$ , сягаючи максимальних значень на ділянці Мармароського масиву в районі м. Рахів та на невеликій ділянці в північно-західній частині зони Кросно і поблизу міст Львів та Чернівці ( $60\text{—}70 \text{ МВт}/\text{м}^2$ ), а також в районі с. Великі Мости Львівського палеозойського прогину Волино-Подільської плити ( $50\text{—}60 \text{ МВт}/\text{м}^2$ ).

Заміряні початкові пластові тиски в свердловинах Закарпатського прогину (див. таблицю, п. 1.1), як правило, є підвищеними. Максимальні коефіцієнти аномальності початкового пластового тиску ( $K_a$ ) ста-



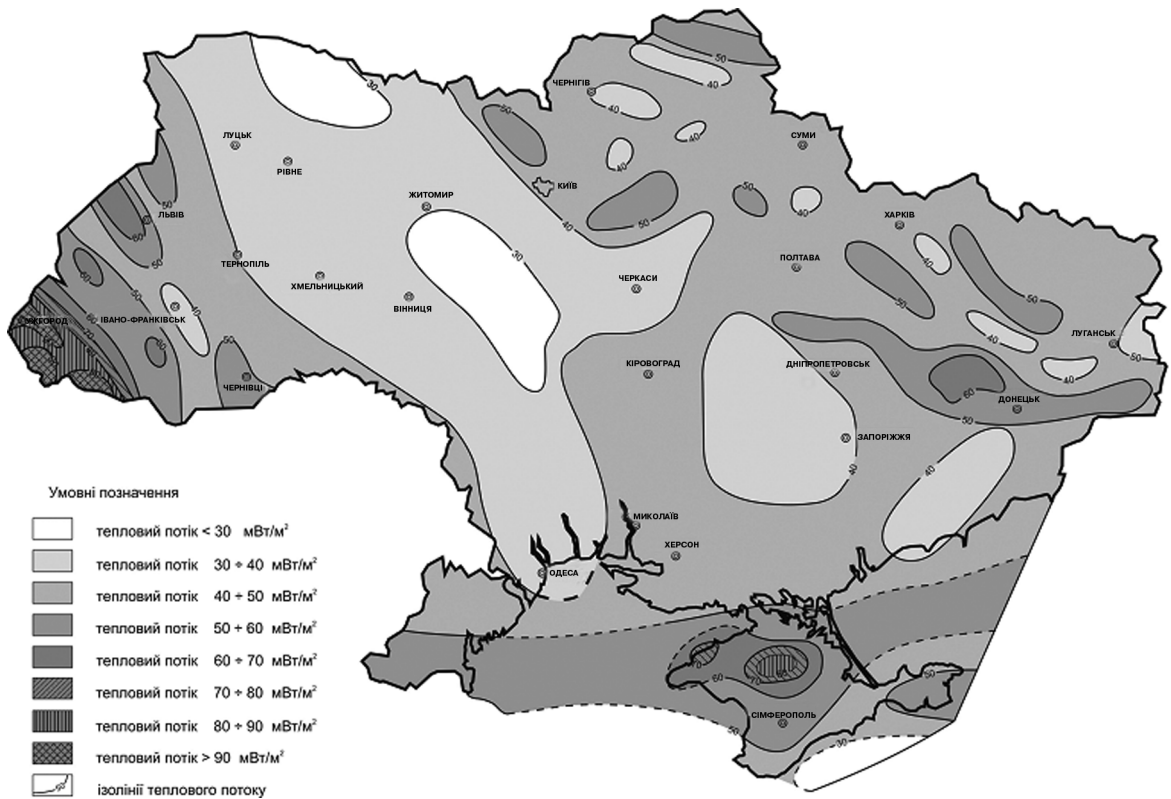


Рис. 3. Карта інтенсивності теплового потоку території України, за даними В. В. Гордієнко [4]

новлять 1,20 (Русько-Комарівське родовище, глибина 1663 м); 1,21 (Станівське родовище, глибина 300 м); 1,38 (Буштинська площа, глибина 450 м). На нашу думку, це може бути зумовлено не тільки тектонічними причинами, але і діючими тепловими потоками. Підвищена аномальність пластових тисків у природних резервуарах Закарпатського прогину сприятиме експлуатації покладів термальних вод фонтанним способом і подальшому транспортуванню їх до споживача.

Використання термальних вод із пробурених свердловин на родовищах, що обводнилися, а також свердловин, які, можливо, необхідно пробурити з метою розкриття покладів термальних вод, значно скоротить використання природного газу для опалення будинків і промислових підприємств у Закарпатській адміністративній області України.

В інших західних нафтогазоносних зонах України, а саме в Скибовій зоні Карпат, Внутрішній та Зовнішній зонах Передкарпатського прогину, інтенсивність теплового потоку порівняно із Закарпатським прогином, за даними роботи [4], зменшується.

Проте заміряні температури в свердловинах вказаних областей свідчать про підвищені температурні умови природних резервуарів, насичених нафтою, газом і водою. При цьому у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину внаслідок інтенсивної дії тектонічних складкоутворюючих сил [11—13] майже всі флюїдоносні природні резервуари характеризуються високими коефіцієнтами аномальності початкових пластових тисків (див. таблицю, п. 1.2). Найбільші з них в надрах таких родовищ: Гвіздецького (2,02, глибина 1985,5 м); Бориславського (1,37, глибина 2350 м); Росільнянського (1,30, глибина 3002 м); на площах Луги і Шевченкове (відповідно 1,72 і 1,55 на глибинах 5000—6000 м). Високі пластові тиски флюїдів у природних резервуарах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину сприятимуть транспортуванню їх на денну поверхню і потім по трубопроводах до споживача.

Температурні характеристики флюїдоносних природних резервуарів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину представлені в таблиці (п. 1.3). Визначені  $K_a$  початко-

вих пластових тисків у природних резервуарах цієї області нижчі, ніж у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину, оскільки ця зона є вже платформним схилом Східно-Європейської платформи і складена консолідованими мезозой-палеозойськими і більш давніми породами, які не зазнавали інтенсивного складкоутворення під час Альпійського тектогенезу. Але в цій зоні відкрито вже велику кількість водоносних і газоносних природних резервуарів в сарматських і тортонських відкладах на невеликих глибинах [10, 12], які характеризуються температурами до 65°C. Крім того, тут багато газових родовищ, що знаходяться на завершальній стадії експлуатації. Більшість з них мала газоводонапірний режим роботи. Безумовно, свердловини, що обводнилися в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину, разом із свердловинами високонапірних природних резервуарів Внутрішньої зони бажано не ліквідувати, а використовувати як видобувні термальні води, які є альтернативою нафтогазовим енергоносіям, для забезпечення теплом будинків у населених пунктах Львівської, Івано-Франківської і Чернівецької адміністративних областей.

На території Волино-Подільської плити відкрито на даний час тільки одне промислове газове родовище — Локачі (теверська серія нижнього і лопушанська, пелчинська, струтинська світи середнього девону) та одне родовище газу, що за запасами не визнане промисловим (ейфельський і живецький яруси середнього девону). Але на Волино-Подільській плиті геофізичними дослідженнями і структурно-пошуковим бурінням на нафту і газ встановлено понад 55 локальних структур, що ускладнюють діапазон відкладів від кембрію, силуру і девону до сучасних утворень. Всюди із пробурених свердловин одержано значні припливи води, часто з газонафтопроявами [2]. Замірам температур у свердловинах, на жаль, не приділялось особливої уваги. Однак із корінних порід, починаючи вже з глибин в декілька сотень метрів, поступаючі води, за усною інформацією працівників бурових установ, були теплими. Заміряна температура на глибині 2330 м на площі Великі Мости дорівнювала 60°C (див. таблицю, п. 1.4). Перспективи наявності термальних вод та їх використання у Волинській і Тер-

нопільській адміністративних областях безумовно повинні увійти в план геологічних досліджень у найближчому майбутньому.

Центральна частина території Східно-Європейської платформи (Український щит і далі до Воронезького кристалічного масиву), загалом, характеризується слабкою інтенсивністю теплового потоку (від 30 до 40 МВт/м<sup>2</sup>). Деяке підвищення інтенсивності теплового потоку, згідно з картою теплового потоку [4], на окремих ділянках збільшується вздовж ДДЗ, але не перевищує 50—60 МВт/м<sup>2</sup> (район м. Полтава). Суттєве підвищення інтенсивності теплового потоку (60—70 МВт/м<sup>2</sup>) спостерігається в області зануреної гірської споруди Донбасу на північний захід від м. Донецьк (рис. 3).

Безпосередньо в ДДЗ, що простягається з північного заходу на південний схід на територіях Чернігівської, Київської, Сумської, Полтавської та Харківської областей і далі через перехідну зону з'єднується із складчастою спорудою Донбасу, заміри температур у свердловинах свідчать про досить суттєві температурні умови у відкритих нафтових (північно-західна частина ДДЗ), газоконденсатних (центральна частина западини) і газових (південно-східна частина ДДЗ) родовищах (див. таблицю, п. 1.5). Поклади нафти, газоконденсату і газу в ДДЗ, як правило, характеризуються підвищеною аномальністю початкових пластових тисків. Майже всі вуглеводневі родовища північно-західної і центральної частин западини є на завершальному етапі експлуатації (при сучасному рівні видобувної техніки) або в стадії обводнення продуктивних горизонтів, що дає підстави розглядати природні резервуари деяких з них, як об'єкти експлуатації термальних вод у кожній із вказаних адміністративних областей.

На півдні України зона підвищеної інтенсивності теплового потоку охоплює велику територію Індольського прогину (Керченський п-ів і на північ від нього), проходить через Скіфську плиту (Крим) і далі простягається в напрямку Добруджинського прогину (50—60 МВт/м<sup>2</sup>). Максимальних значень інтенсивність теплового потоку досягає на північ від м. Сімферополь і на Тарханкутському п-ові в районі Глібівського родовища газу на Новоселівському піднятті, що збігається також із замірами температур

і підрахунками геотермічних ступеней в свердловинах вказаного родовища (див. таблицю, п. 1.6).

Заміряні температури на Скіфській плиті (Кримський п-ів) та в Індольському прогині (Керченський п-ів) свідчать, що флюїдоносні природні резервуари знаходяться, починаючи від глибини 225 м (Міжводненська площа) до 3342 і 3380 м (відповідно Карлавське та Західно-Октябрське нафтові родовища), в сприятливих температурних умовах і можуть бути використані для видобування гідротермальної енергії з метою опалення житлових будинків та об'єктів місцевої промисловості.

Треба відмітити, що у частині півдня України (Переддобрудзький прогин) на даний час ще мало пробурено глибоких свердловин із замірами температур. У розрізі Жовтятьського нафтового родовища заміряна температура на глибині 3100 м дорівнює 78°C (див. таблицю, п. 1.7).

Виснаження традиційних енергетичних джерел, особливо ресурсів газу в осадовій оболонці земної кори із року в рік загострює увагу фахівців на проблемі пошуку альтернативних джерел енергії. В цьому плані сьогодні проблема використання геотермальних ресурсів Землі є дуже актуальною.

Ця проблема охоплює два напрями: 1 — використання петротермальної енергії Землі; 2 — використання енергії гідротермальних флюїдів. Використання петротермальної енергії на практиці пов'язане з великими труднощами і дуже значними витратами коштів, оскільки потребує буріння спеціальних свердловин на глибини, де залягають розігріті із значною теплоємністю гірські породи (наприклад, граніти). Для закачування в них води слід буде застосовувати методи штучного утворення в них великих тріщин, потім дрібних і тільки після цього можна в тріщинну породу закачати воду з денної поверхні і нагріту воду викачати через інші свердловини для використання її тепла. Існуюча ідея, що нами запатентована у 2002 р. [17], передбачає закачування рідкої вибухової речовини (ракетного палива), вибух якої здійснюється в тріщинах консолідованих порід після закачування в них каталізатора, ще не впроваджена у виробничих умовах. Відомі способи тріщиноутворення (гідророзрив пласта та ін.) в консолідованих породах

на великих глибинах, на нашу думку, не зможуть забезпечити формування необхідних колекторських властивостей в породах (ємнісних і фільтраційних) для здійснення прокачування через них значних об'ємів води та їх розігрів і досягнути рентабельності процесу опалення побутових і тим більше промислових об'єктів.

Роботи в іншому напрямі (використання гідротермальних ресурсів) значно простіші та набагато економічно вигідніші, особливо в Україні, де в нафтогазоносних регіонах пробурено вже тисячі глибоких свердловин на нафтогазових родовищах, значна частина яких вже обводнилася або знаходиться на стадії обводнення.

При використанні енергії термальних вод слід розрізняти два основних типи робіт. Це використання пари із глибоких і надглибоких свердловин з дуже розігрітих відкладів та використання термальних вод з температурою менше 100°C.

При використанні пари теплоносій надходить по трубопроводах до турбін різного типу електростанцій (як свідчить американський досвід використання пари в Каліфорнії, до електростанцій невеликої потужності), далі пара, виконавши роботу, значною мірою конденсується у воду, яка утилізується. Загалом, спосіб використання пари на електростанціях є технічним питанням, яке детально описане в літературі.

Розробка родовищ термальних вод не відрізняється від способу використання пари із свердловин. У принципі пароутворення з гарячої води (нижче 100°C) можна спровокувати на виході води із свердловини шляхом встановлення рефрижераторної системи в комбінації з пристроями, які змінюють тиск на воду [3]. Однак, наприклад, у Рейк'явіку (Ісландія) подають гарячу воду у розподільчу мережу і далі під штучно створеним тиском транспортують її по трубопроводах до споживачів.

При використанні теплової енергії термальних вод виникає проблема утилізації цих вод після їх охолодження і конденсації пари. Адже пластові води із глибин осадової оболонки Землі, як правило, є мінералізованими і утилізувати їх у гідросітці на поверхні, тобто скидати в річки та інші водойми, неможливо без спеціальної обробки, що може бути пов'язане із значними витратами.

Але в нафтогазопромисловій справі є "circulation-process" (коловий процес), коли при експлуатації газоконденсатних родовищ, після конденсації рідинних вуглеводневих сполук конденсат залишається на поверхні, а сухий газ закачується в той же газоконденсатний природний резервуар. Розробка ведеться таким чином по колу до повного виснаження конденсату із газоконденсатного покладу. Коловий процес при експлуатації гідротермальних покладів буде ефективним, оскільки при його застосуванні не потрібно шукати шляхи утилізації пластових мінералізованих вод на поверхні і тому досягається довготривала підтримка пластового тиску в покладі термальних вод.

1. Горшков Г. П., Якушева А. Ф. Общая геология. — 2-е изд. — М.: Изд-во МГУ, 1962. — С. 505—515.
2. Доленко Г. Н., Ризун Б. П., Сеньковский Ю. Н. Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты. — Киев: Наук. думка, 1980. — 106 с.
3. Гогель Ж. Геотермия. — М.: Мир, 1978. — 171 с.
4. Гордиенко В. В. Карта теплового потока территории Украины и Молдовы 1:2 500 000 // Геология і корисні копалини України. — К., 2001. — С. 24.
5. Кларк С. Справочник геофизических констант горных пород. — М.: Мир, 1969.
6. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. — К., 2001. — 144 с.
7. Кутас Р. И. Тепловая модель литосферы Восточных Карпат // Тез. доп. міжнар. конф. "Глибинна будова та нетрадиційне використання надр Землі". — К., 1996. — С. 196—197.
8. Кутас Р. И., Любимова Е. А., Смирнов Я. В. Геолого-геофизический анализ и карта тепловых потоков для территории европейской части СССР // Исследование теплового и электромагнитного полей в СССР. — М.: Наука, 1975. — С. 20—27.
9. Кутас Р. И. Тепловой поток и структура литосферы // Там же. — 1996. — С. 195—196.
10. Лурье А. И. Геотермические аномалии и нефтегазоносность (на примере юго-восточной части Восточно-Европейской платформы): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — М., 1989. — 38 с.
11. Орлов А. А. Аномальные пластовые давления в нефтегазоносных областях Украины. — Львов: Вища шк. Изд-во при Львов. ун-те, 1980. — С. 109—113.
12. Орлов О. О. Геодинамічна концепція походження аномальних пластових тисків в осадовій оболонці земної кори та методи їх прогнозування. — Івано-Франківськ: Факел, 2007. — 276 с.
13. Орлов О. О., Євдошук М. І., Омельченко В. Г. та ін. Нафтогазопромислова геологія. — К.: Наук. думка, 2005. — 427 с.
14. Орлов О. О., Омельченко В. Г. та ін. Методика кількісного визначення температурного впливу на енергетичні властивості покладів вуглеводнів // Наук. вісн. — 2009. — № 2 (20). — С. 37—43.
15. Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. — Киев: Наук. думка, 1976. — 143 с.
16. Павлов С. Д. Применение геотермических методов исследований в процессе контроля за разработкой газовых месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Івано-Франковск, 1984. — 17 с.
17. Пат. 47294 Україна. Спосіб гідровибухового розриву пласта / Орлов О.О, Трубенко О.М., Локтев А.В. та ін. — Бюл. № 7. — 2002. — С. 3—6.
18. Серпухов В. И. Радиоактивность и тепло Земли // Курс общей геологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1960. — С. 84—88.
19. Чарыгин М. М. Теплота Земли // Общая геология. — М.: Гостоптехиздат, 1963. — С. 127—132.
20. Яворский В. М., Детлаф А. А. Справочник по физике. — М.: Наука, 1977. — 930 с.
21. Goguel J. Notes sur le refroidissement du Globe // Annal. de Geophys. — 1948. — Vol. 6, fax. 3. — P. 253—258.

ІФНТУНГ,  
Івано-Франківськ,  
E-mail: ovgeo@nung.edu.ua

Стаття надійшла  
18.03.10