**ОСНОВНІ ПОНЯТТЯ ПРО ТЕМПЕРАТУРУ ТА ГЕОТЕРМІЮ**

 Температура – фізична величина, що характеризує стан термодинамічної рівноваги системи. Більш висока температура у тіл, в яких кінетична енергія молекул та атомів вища.

 Створення перших термометрів було зв'язано з ім'ям Галілея. Термометр Галілея не мав ніякої шкали, що не дозволяло визначити його показники числом. Першим на можливість вибрати у якості опорних точок термометра точку кипіння та точку розтавання льоду вказав Гюйгенс у 1655 році. Сучасний тип термометра був виготовлений Фаренгейтом у 1709 році. По Фаренгейту нормальна температура людського тіла 96º. У Франції в застосування увійшла шкала Реомюра (близько 1740 р.), що побудована на точках замерзання води (0 º) та її кипіння (80 º). Сучасна шкала Цельсія була запропонована у 1742 році. Градус Цельсія, визначений як 1/100 «відстані» по шкалі термометра від точки кипіння води до точки її замерзання увійшов у практику. Звичайний нуль Цельсія відповідає 273,15 Кельвіна. Шкала Кельвіна зв'язана з трійною точкою води – температурою, при якій співіснують у рівновазі усі три її фази: пар-вода-льод.

 Геотермія – наука, яка вивчає температурні процеси у надрах землі. Особливе значення геотермія набула в останній час у зв'язку з вивченням міграції нафти та газу, що дозволяє вирішувати задачі прогнозу розміщення покладів вуглеводнів, а також розробляти критерії їх пошуку та розвідки.

 Тепловий потік – це кількість тепла що проходить через одиницю площі за даний час. Основна причина формування теплового потоку із надр Землі є фазові перетворювання у верхній мантії, що проходять з виділенням тепла. Додатковим джерелом тепла може бути радіоактивний розпад, який проходить як у глибоких надрах, так і в осадовій товщі, а також різні фізико-хімічні процеси, що супроводжуються виділенням тепла. Важливим параметром, що характеризує тепловий потік у районі, що вивчається, є щільність теплового потоку, що визначається множиною градієнта температур та теплопровідності гірських порід у даному інтервалі глибин.

 При вивченні температурного поля земних надр використовуються наступні основні поняття:

- тепловий опір та протилежна йому величина – коефіцієнт теплопровідності – це здібність речовини, а у даному випадку гірських порід, що проводять тепло на дану відстань за одиницю часу. Із збільшенням щільності, вологості та проникності порід їх тепловий опір знижується. Із збільшенням температури та тиску тепловий опір зростає.

 - геотермічний градієнт – це відношення приросту температур, що визначені по геотермограмі або за даними точечних вимірювань температури на відомих глибинах до різниці цих глибин. На практиці геотермічний градієнт прийнято відносити до інтервалів глибин 100 або 1000 м.

 - протилежна величина геотермічного градієнту – геотермічна ступінь. Це величина прирощення глибини в метрах на один градус зміни температур.

При розгляді нестаціонарних теплових процесів використовуються такі поняття як теплоємність та температуропровідність. Питома теплоємність – це кількість тепла, що необхідно для нагрівання даної кількості речовини при зміні температури на 1 ºС.

Теплоємність більшості гірських порід та корисних копалин змінюється відносно у невеликих границях. Із збільшенням вологості гірських порід теплоємність їх зростає.

Коефіцієнт теплопровідності є комплексним параметром, що характеризує теплоінерційні властивості гірських порід (швидкість зміни їх температури в умовах нестаціонарного теплового процесу). Він дорівнює відношенню коефіцієнта теплопровідності до множини питомої теплоємності при незмінному тиску на щільність породи. При рівних умовах швидше нагрівається або охолоджується те середовище, яке має більший коефіцієнт температуропровідності.

 Основний вплив на формування аномалій теплового потоку справляє істотна різниця у теплопровідності порід (наприклад, вкраплення високотеплопровідної солі в низькотеплопровідну глинисту товщу), а також активна локальна висхідна міграція води, нафти та газу.

 Варіації значень геотермічного градієнту по різним інтервалам у свердловинах дозволяють проводити розчленування розрізів. Величини геотермічного градієнта при однаковій щільності теплового потоку змінюються в залежності від літологічної характеристики порід. При цьому осадові породи відрізняються від магматичних та метаморфічних порід більшими величинами геотермічного градієнта. Серед відкладень осадового комплексу чітко розрізняють теригенні та карбонатні породи. В інтервалах розрізів, що складені теригенними осадками, величини геотермічного градієнта в 2-3 рази вище, ніж в карбонатних розрізах. Гідрохімічні (соленосні) осадки характеризуються найбільш низькими значеннями геотермічного градієнта. В інтервалах залягання глин величини геотермічного градієнта в 1,5-2 рази вищі, ніж у піщаних. Із збільшенням глинистості як теригенних, так і карбонатних порід геотермічний градієнт закономірно зростає.

При проведенні геотермічних спостережень у свердловинах температура вимірюється звичайно у буровому розчині або якій-небудь іншій рідині, що заповнює стовбур свердловини. Якщо температура рідини у свердловині практично дорівнює температурі оточуючих порід, тоді у свердловині усталений режим, якщо відрізняється, тоді температурний режим у свердловині є неусталеним. В першому випадку спостереження проводять з метою вивчення регіональних закономірностей температурного поля, у другому – дослідження пов'язані з вирішенням ряду практичних задач буріння та освоєння свердловини. Під час буріння свердловини у процесі розпаду гірських порід виділяється тепло, яке нагріває призабійну частину свердловини. Ще більше впливає на розподіл температур у свердловині циркуляція промивної рідини. Не дивлячись на складність цього процесу, в кінцевому підсумку, циркуляція промивної рідини вирівнює температуру по стовбуру свердловини. У той-же час при наявності кількох термограм, що зняті через різні строки витримки свердловини після однієї і тою ж промивкою, можна визначити точку теплової рівноваги. Це точка, у якій температура розчину у свердловині дорівнює температурі оточуючих порід на визначеній глибині. З'єднав цю точку з температурою нейтрального шару, визначається регіональний геотермічний градієнт.

 Певне викривлення природного теплового поля у свердловині зв'язано з конвективними процесами, що проходять у стовбурі свердловини. Особливо сильно ці процеси спостерігаються у свердловинах, що не заповнені розчином. Чим більша щільність розчину, що заповнює свердловину, тим слабше проявляються конвективні процеси.

 Значно впливають на температурний режим свердловин спуско-піднімальні операції, конструкція та цементаж, а також притоки та затрубна циркуляція вод. Для практичних цілей особливо часто термокаротаж використовується для контролю цементажу та визначення положення цементного кільця, яке встановлюють у свердловинах при проведенні випробувань. Одним із інструментів виявлення притоків води, нафти та газу у свердловині є зняття однієї або більш термограм. У місті притока спостерігається характерний згин термограми, що була знята після збудження притоку.

 Широке використання здобув термічний метод визначення та оцінки водопоглинаючих горизонтів в нагнітальних свердловинах. На термограмах, що зняті після вдавлення у поглинаючі інтервали даної кількості охолоджуючого розчину, фіксуються аномалії знижених температур, за якими достатньо чітко визначається місцезнаходження водопоглинаючих зон.

 Оцінка необхідного часу для повного відновлення природного температурного режиму у свердловині залежить від глибини свердловини, її діаметра, часу буріння та інших менш значних факторів. Орієнтовно для свердловини глибиною 3-4 км реальний час відновлення природного температурного поля складає не менш 30 діб.

 Великі геологічні регіони (стародавні платформи, геосинкліналі, передгірські згини, внутрішньоплатформені та міжгірські западини мають різні температурні умови, які залежать від величини глибинного теплового потоку, геологічної будови, вулканічної діяльності, гідрогеології та інших факторів.

 Низькими значеннями теплових потоків характеризуються стародавні щити, докембрійські платформи, зони байкальської та каледонської складчастості (наприклад, Українські та Балтійські щити, Алтає-Саянська область). Більш високі значення зафіксовані у областях герцинської та мезозойської складчастості, а найбільш високі, за виключенням районів розвитку кайнозойського вулканізму, - в регіонах альпійської фази тектогенеза. У всіх перелічених регіонах встановлені значні по площі та величині аномалії теплового потоку, що викликані різними фізико-геологічними процесами, що течуть у земній корі та мантії.

 Існує ряд схем геотермічного районування (Д. Дьяконов, 1958; Ф. Макаренко, Б. Маврицький, 1964; К. Богородицький, 1964, С. Сергієнко, 1974 та ін.). Так, наприклад, К. Богородицький в залежності від фази складчастості та типу фундаменту приводить такі геотермічні градієнти для різних тектонічних регіонів та зон:

* стародавні щити: 0,6 – 0,9 ºС/100 м;
* платформи з палеозойським фундаментом:

2,5 – 3,0 ºС/100 м;

* тектонічні спорудження герцинської та каледонської фаз складчастості: до 3,5 ºС/100 м;
* тектонічні спорудження альпійської складчастості до 5–6 ºС/100 м.

 В середній частині України знаходиться кристалічний масив з низьким геотермічним фоном. Кристалічний масив обрамляють різні западини, що характеризуються визначеним геотермічним режимом.