

Міністерство освіти і науки України  
Київський національний університет імені Тараса Шевченка  
ННІ «Інститут геології»  
Кафедра гідрогеології та інженерної геології

**КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА**  
**спеціальність 103 – Науки про Землю**  
**освітня програма «Геологія»**

ТЕМА: «ВИЗНАЧЕННЯ ГЕОФІЛЬТРАЦІЙНИХ ПАРАМЕТРІВ КАНІВСЬКО-  
БУЧАЦЬКОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТУ НА ДІЛЯНЦІ ВОДОЗАБОРУ  
«АНТОНОВ-2» ІРПІНСЬКОГО РОДОВИЩА ПІДЗЕМНИХ ВОД У М. ГОСТОМЕЛЬ»

Виконав

студент 4-го курсу

кафедри гідрогеології та інженерної геології  
ГОНЧАРУК Марина Андріївна



Науковий керівник

асистент, кандидат геол. наук

КОШАРНА Софія Костянтинівна



Робота рекомендується до захисту (протокол № 13  
кафедри гідрогеології та інженерної геології від 13.06, 2023 р.)

Завідувач кафедри

професор, доктор геол. наук

КОШЛЯКОВ Олексій Євгенович



Київ – 2023

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
РОЗДІЛ 1. Загальні природні умови території.....	5
1.1 Фізико-географічні умови району робіт.....	5
1.1.1 Положення ділянки.....	5
1.1.2 Кліматичні умови.....	7
1.1.3 Рельєф, геоморфологія, гідрографія.....	9
1.1.4 Геолого-гідрологічна вивченість.....	11
1.2 Геологічна будова.....	15
1.2.1 Стратиграфія .....	15
1.2.2 Структурно-тектонічні особливості .....	18
1.3 Гідрологічні умови.....	21
1.4 Сучасні геологічні процеси .....	24
РОЗДІЛ 2. Визначення геофільтраційних параметрів водоносного комплексу .....	26
2.1 Методика визначення геофільтраційних параметрів .....	26
2.2 Визначення геофільтраційних параметрів канівсько-бучацького водоносного горизонту на ділянці Ірпінського родовища в м. Гостомель.....	38
ВИСНОВКИ.....	46
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ.....	47
Додатки	

## ВСТУП

Для забезпечення нормального функціонування водозабору «Антонов-2» Ірпінського родовища підземних вод, необхідне чітке розуміння усіх властивостей та параметрів пористого середовища, яке визначає умови руху рідини в ньому. І зокрема, залежності між пониженням рівня води в свердловині і часом.

**Актуальність роботи** обумовлена розрахунком геофільтраційних параметрів, які є важливими для обґрунтування водопостачання і використання підземних вод на досліджуваній території.

**Метою роботи** є визначення геофільтраційних параметрів канівсько-бучацького водоносного горизонту на ділянці водозабору «Антонов-2» Ірпінського родовища підземних вод у м. Гостомель.

**Основними завданнями** стало наступне:

1. Збір та аналіз даних відносно геологічних та гідрогеологічних умов на ділянці водозабору «Антонов-2» Ірпінського родовища підземних вод.
2. Опанування розрахункових методів визначення геофільтраційних параметрів.
3. Виконання обробки результатів дослідних робіт при сталому дебіті свердловини на стадії зниження рівня.
4. Визначення геофільтраційних параметрів канівсько-бучацького водоносного горизонту.

**Об'єктом дослідження** є канівсько-бучацький водоносний горизонт на ділянці водозабору «Антонов-2» Ірпінського родовища підземних вод у м. Гостомель.

**Предметом дослідження** є геофільтраційні параметри канівсько-бучацького водоносного горизонту на ділянці водозабору.

**Практичне значення** полягає у визначенні геофільтраційних параметрів водоносного горизонту у відкладах канівської та бучацької серій еоцену,

зокрема по свердловинам №1211/1, №1211/3 та №3210, що може сприяти якісному плануванню використання підземних питних вод без осушення пласта у майбутньому.

## РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНІ ПРИРОДНІ УМОВИ ТЕРИТОРІЇ

### 1.1 Фізико-географічні умови району робіт

#### 1.1.1 Положення ділянки

Досліджувана ділянка Ірпінського родовища в м. Гостомель знаходиться на території підприємства ДП «АНТОНОВ» за адресою вул. Автодорожня, 1. В його околицях розташований міжнародний аеропорт «Антонов», школа №14 міста Гостомель, Київської області, ряд багатоповерхівок.

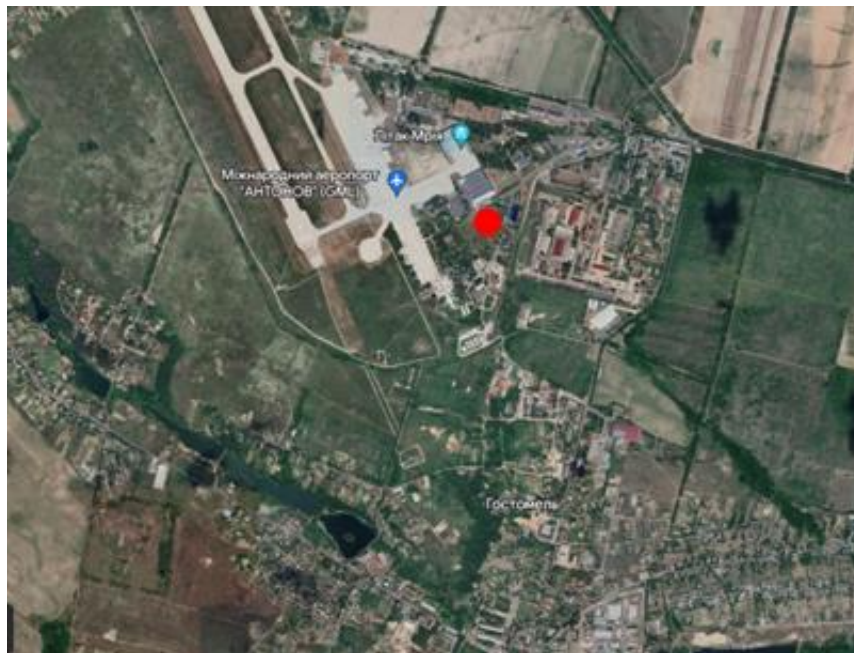
Ділянка вишукувань розташована на правому березі річки Дніпро і обмежена з півночі – вулицею Автодорожньою ; з півдня – річкою Рокач; зі сходу – річкою Ірпінь ; з заходу – міжнародним аеропортом «Антонов»(Буян і ін., 2018).

На оглядовій карті (мал. 1.1. та мал. 1.2) вказано місцезнаходження території підприємства ДП «АНТОНОВ», а також наведені дані координатної прив'язки досліджуваних свердловин (табл. 1.1.) у північно-східній її частині.

Таблиця 1.1

Географічні координати свердловин

Св. №3210	ПнШ 50°35'26" СхД 30°12'42"
Св. №1211/1	ПнШ 50°35'27" СхД 30°12'54"
Св. №1211/3	ПнШ 50°35'29" СхД 30°12'59"



Мал. 1.1 – Аерознімок досліджуваної території (<https://earth.google.com>)



Мал. 1.2 Оглядова карта району робіт

### 1.1.2 Кліматичні умови

В межах досліджуваної території клімат є м'яким континентальним з короткою зимою та теплим літом. Кліматичні умови території на якій розташоване родовище формуються в основному внаслідок взаємодії земної поверхні (рельєфних особливостей) та атмосферної циркуляції (зокрема, дії циклонів та антициклонів)(Буян і ін., 2018).

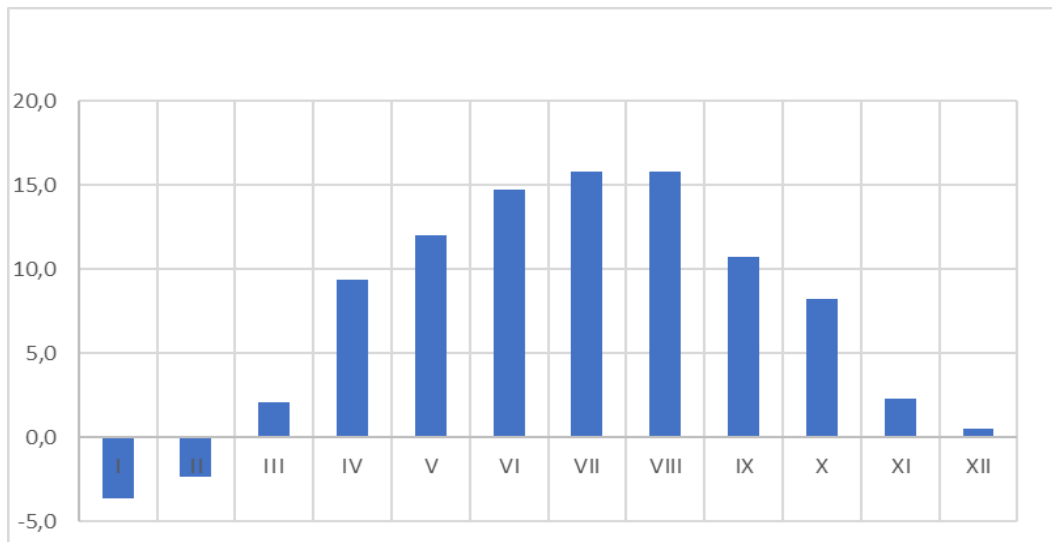
Атмосферна циркуляція проявляється в переміщенні над територією Ірпінського родовища повітряних мас – циклонів. Їх вплив є більш вираженим у холодну пору року, що зумовлює часті відлиги та теплі періоди протягом зими. Натомість, стабільна погода є характерної для теплої пори року, коли дія циклону значно слабшає. Переважають циклони атлантичного походження, які надходять із заходу і північного заходу завдяки постійним західним вітрам. Окрім атлантичних, на дослідну ділянку мають також вплив циклони, що виникають у Середземномор'ї та Баренцовому морі. Їх швидке переміщення над територією України зазвичай зумовлює нестійку хмарну і вітряну погоду з великою кількістю опадів протягом декількох днів (<https://geografiamozil2.jimdofree.com>).

Антициклони, що приходять зі сходу, півночі або тропічної частини Атлантичного океану і є доволі малорухливими зазвичай затримуються над територією де знаходиться досліджувана ділянка на тривалий час, зумовлюючи малохмарну суху спекотну погоду влітку, та холодну взимку.

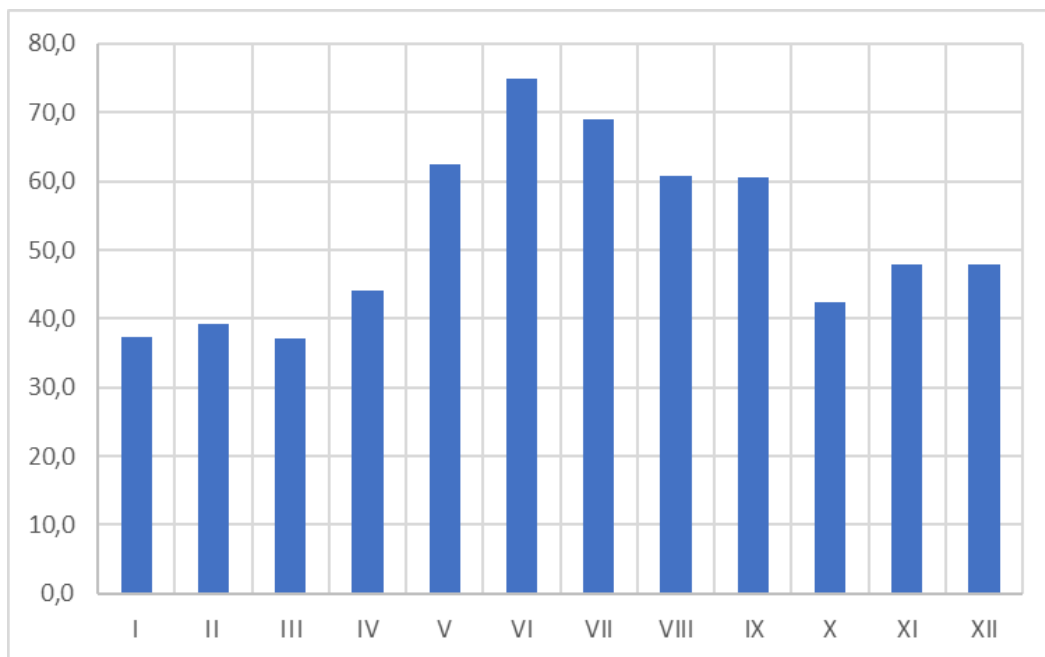
Відповідно до статистичних даних, за останні десятиліття (<https://weatherspark.com>) переважаючим напрямком вітру в таких умовах є: західний - влітку, північно-східний і східний – взимку. А його середньорічна швидкість становить 4,2 м/с. Саме ці вітри приносять більшу кількість атмосферних опадів та справляють вплив на температурні умови.

До типових погодних процесів віднесені високі температури в літні місяці та низькі – в зимовий період. Характерні літні процеси починаються з

кінця травня – початок червня. У цей період середні добові температури, як правило становлять  $+13,4^{\circ}\text{C}$ . Середні місячні температури (Мал. 1.3) всіх літніх місяців  $15,4^{\circ}\text{C}$ , за цей період випадає  $68,2$  мм опадів (Мал. 1.4), тобто  $10,9\%$  їх річної суми. Влітку часто спостерігаються дощі.



Малюнок. 1.3 – Середньомісячна температура повітря,  $^{\circ}\text{C}$



Малюнок. 1.4 – Середньомісячна кількість опадів, мм

Зимові погодні процеси мають місце в грудні, січні і лютому. У цей період найвищі температури, що були зафіксовані становили  $9-10^{\circ}\text{C}$ , а найнижчі –  $-36-38^{\circ}\text{C}$ . Середні місячні температури зазвичай коливаються в межах  $-3,7 - 0,5^{\circ}\text{C}$ .

За зимовий період зазвичай випадає близько 42 мм опадів. Максимальна глибина промерзання ґрунту 90 см. Щороку в середньому буває 95 днів зі сніговим покривом, найчастіше опади випадають в вигляді снігу, інколи мокрий сніг з дощем (*Масляк, Шищенко, 1994*).

В середньому річна абсолютна вологість повітря на досліджуваній території становить 75-79%. За умовами опадів і випаровування територія відноситься до зони середньої вологості, а кліматичні фактори сприяють поповненню запасів підземних вод.

### 1.1.3 Рельєф, геоморфологія, гідрографія

Рельєф території міста сформувався у середньонеоплейстоцен-голоценовий час. Значний вплив на цей процес мали саме кліматичні фактори (*Стецюк, 2010*).

В геоморфологічному відношенні територія де розташована ділянка дослідження знаходиться в межах Поліської низини й відноситься до Києво-Бородянської моренно-зандрової рівнини денудаційно-аккумулятивного структурно-генетичного типу. Характерною особливістю є слабохвиляста поверхня, що місцями ускладнена еоловими формами рельєфу, які чергуються з відносно пониженими та заболоченими просторами межиріч.

Вирішальну роль у формування рельєфу місцевості відігравав льодовик та його талі води (*Буян і ін., 2018*). Їх вплив сприяв утворення характерних льодовикових та водно-льодовикових форм рельєфу:

- кам – окремих горбів, пасм, терас, що утворились в період деградації материкового льодовика із пісків з домішками гравію, гальки;
- зандрів - форм водно-льодовикового аккумулятивного рельєфу, які утворилися потоками талих вод біля краю льодовика. В межах досліджуваної місцевості зандри (потужністю 15–20 м) складені з піску та

гравію з великими домішками гальки, для них характерний хвилястий рельєф.

Абсолютні позначки рельєфу місцевості ділянки Ірпінського родовища в м. Гостомель коливаються від +110м до +180м. Рельєф слабо розчленований. Є ризик зміни природного рельєфу і гідрографічної мережі внаслідок активних екзогенних процесів, що відбуваються постійно. Іншою причиною змін може бути антропогенний фактор (*Бондарчук, 1949*).

Гідрографічну сітку території складає річка Ірпінь та її ліві притоки річки Буча і Рокач. Більша їх частина бере свій початок біля селищ Микуличі, Мотижин, Яроповичі. Річки Буча і Рокач є лівими притоками річки Ірпінь, а сам Ірпінь впадає в Дніпро (Київське водосховище). Отже ці річки відносяться до басейну Дніпра.

В межах рівнини досліджувана територія Ірпінського родовища розташована між річками Ірпінь, Буча та Рокач. Цим річкам характерний слабкий річковий схил, відносно спокійна течія, відносно стабільна ділянка та слабкий дренажний вплив. За режимом річки відносяться до рівнинних. Живляться переважно опадами. Характерними особливостями є чіткі паводки навесні та низька межінь в літньо-осінній період, що зрідка порушується незначними дощовими паводками; восени та взимку фіксуються незначні підвищення їх рівнів.

Ірпінь – є основною водною артерією району та правою притокою Дніпра, яка впадає в Київське водосховище на півночі Києва. Заплаву долини Ірпіня можна простежити по всій її довжині. Його ширина непостійна, коливається від 1,6 км (Ірпінь) до 2,0 км (Гостомель). Поверхня заплави відносно рівна, зазвичай болота і торф. Глибина долини 20-40 м. Витрати річки влітку складають 0,38 м<sup>3</sup>/с, взимку 1,37м<sup>3</sup>/с. В гирлі спостерігався інверсний водообмін, а зона розвантаження стала зоною живлення.

Рокач – ліва притока Ірпеня (басейн Дніпра). Бере свій початок в лісі за 1 км на північ від села Микуличі, протікає поблизу села Мироцьке, де річку загачено греблею та влаштовано ставок, потім тече між містом Буча та селищем Гостомель і далі впадає у річку Ірпінь за 1 км від Гостомеля. Від греблі у Мироцькому й до Гостомеля русло річки розбивається на низку меліоративних каналів, у минулому в заплаві річки вівся видобуток торфу. Довжина річки 17 км, площа басейну 160 км<sup>2</sup>. Глибина річки в середньому 2 метри(<https://uk.wikipedia>).

Обидві річки по всій своїй протяжності зарегульовані дамбами для утворення водосховищ та місцевого опору для підземних вод. Відзначається також присутність занурених земель на цих територіях де створено системи дренажу та зволоження Ірпіня для регулювання розташування рівня ґрунтових вод та ступеня заболоченості території.

Буча – ліва притока Ірпеня (басейн Дніпра). Бере початок в селі Мотижин і впадає у річку Ірпінь поблизу селища Гостомель. Довжина річки 34 км, площа басейну 301 км<sup>2</sup>. Похил 2 м/км. Долина трапецієвида, завширшки 4 км. Річище слабкозвивисте, шириною 5 м («Каталог річок України», 1957).

#### 1.1.4 Геолого-гідрогеологічна вивченість

Наукове вивчення району досліджень у площині його гідрогеологічних умов та особливостей почалося з кінця XIX ст., коли була зроблена спроба пробурити першу артезіанську свердловину в Києві та Київській області. Найважливішими роботами, що заклали основу гідрогеологічного вивчення району є проведені К.М. Феофілактовим, С.Г. Кокліком, А.Б. Ковальовим, Н.М. Буяном, О.П. Довженко та ін., дослідження в галузі стратиграфії, геоморфології, гідрогеології та інженерної геології.

До найбільш вагомих наукових досягнень довоєнних років було складення першої гідрогеологічної карти Київської губернії у 1872 році, а

також перших гідрогеологічних робіт району про підземні води Київського артезіанського басейну та підземні води в Києві (Буян і ін., 2018).

Деякий час потому у міжвоєнні роки (1930 р.) Лучицьким В. І. була складена карта гідрогеологічних районів України. Яка згодом (1939 р.) отримала своє логічне доповнення дослідницькими результатами С.Г. Кокліка, який дав характеристику четвертинних, третинних і мезозойських осадових товщ і водоносних горизонтів у зоні кристалічних розломів Київської області.

У 1942-1943 рр. Певзнером В. І. було створено кадастр підземних вод Житомира та Києва, де представлена узагальнююча інформація стосовно всіх гідрогеологічних свердловин, пробурених за цей період.

Повоєнний період відзначається інтенсивним розвитком комплексних гідрогеологічних досліджень, які проводилися Маковим К.І., Поповим О.Є. та багато інших науковців. Як результат – були деталізовані особливості підземних вод в УРСР, конкретизовані гідрогеологічні умови міста Київ та зроблені висновки щодо водопостачання житлових масивів та промислових підприємств (роботи Солонінко І.С., Буцика О.Г., Смутного В.Є., Візерської О.Я. та інших).

З 1956 по 1960 рік правобережною експедиційною групою вперше було проведено комплексне геолого-гідрогеологічне дослідження в масштабі 1:200 000. Була проведена комплексна геолого-гідрогеологічна зйомка території листа М-36-ХІІІ (Київ), результати якої були відображені у відповідній звітній документації.

Пізніше, у 1961 році цільовим фондом «Київгеологія» було проведене обстеження територій підземних вод Радянського Союзу, й узагальнено фактичні матеріали пробурених у воду свердловин. Після чого, під керівництвом З.Л. Дмитрієвої був складений кадастр підземних вод Київської

області де були зібрані та систематизовані всі фактичні дані про свердловини за цей період.

У період з 1968 по 1969 рр. Північно-Українською гідрогеологічною станцією тресту «Київгеологія» було проведено гідрогеологічне обстеження існуючих водозаборів Ірпіня, Бучі та Ворзеля. Дослідження отримало продовження у 1970 році у роботі Стрельченко Л. Т., яким було сформульовано експертні висновки щодо визначення експлуатаційних запасів підземних вод цих річок.

У 1972 р. Київською гідрогеологічною групою Правобережної геологорозвідувальної групи було завершено оцінку відновлюваних запасів підземних вод Київської області, куди в тому числі було включено досліджувану в даній роботі ділянку Ірпінського родовища в м. Гостомель.

З метою переоцінки запасів Ірпінського родовища питної води на КП «Ірпіньводоканал» у 1975-1977 рр. Новіковим В.М., Кошмановим В.О. та іншими представниками правобережної геологічної експедиції було проведено попереднє та детальне дослідження підземних вод питного водопостачання м. Ірпінь, Київ. А вже у 1978 році Київською комплексною гідрогеологічною партією Київської геологічної експедиції були проведені дослідження щодо забору підземних вод та потенційних джерел забруднення Київської області.

За 1991-1998 рр. Ковальовим А.Б. були проведені роботи з геологічного довивчення та розвідки масштабу 1:200 000 на території м. Київ і у 2001 р. видана Державна геологічна карта України в тому ж масштабі на аркуші М-36-XIII. У 2005 році вона була доповнена результатами, отриманими шляхом проведення Расовським В.М. додаткових гідрогеологічних досліджень (Ковальов, Матвеев, 1998).

2006 рік відзначився завершенням ведення державного водного кадастру (АІС ДВК) підземних вод (Копилова В.С., Ульяновченко В.В. та ін.) за

період з 2001 по 2005 рр. на території Київської, Чернігівської та Житомирської областей, а також міста Києва. На основі усього зібраного матеріалу було створено автоматизовану систему обліку стану підземних вод, яка включає фактичні та картографічні бази даних про окремі свердловини, водозабори та відкладення підземних вод. Складено електронні варіанти карт державного обліку підземних вод по областях і по м. Києву, зокрема. А відтак, для більш детального обстеження водоспоживачів, вивчення водовідборів, рівнів та хімічного складу підземних вод в районі робіт і на ділянках досліджень використовувалися матеріали саме АІС ДВК по м. Києву та Київській області (Буян, 2016).

2000-чні роки відзначилися проведенням ще ряду досліджень, але вже на більш якісному технічному рівні. Так, протягом 2000–2007 рр. Копиловою В.С. та Люденко Ю.Ф. проводилися роботи з оцінки стану діючих запасів та прогнозування ресурсів підземних вод Київської та Чернігівської областей. А в 2016 р. командою Київського ГПЕ була проведена геолого-економічна переоцінка експлуатаційних запасів Ірпінського питного підземного родовища КП «Ірпінводоканал». Окрім того, в період з 2016 по 2017 рік проводилися геолого-економічні оцінки експлуатаційних запасів ділянки «Ворзельська-2» Ірпінського нафтового родовища ПП «Водопостачання України» та ПК «МРІЯ» Ірпінського нафтового родовища для ТОВ «Промисловий концерн «Мрія»». В першому випадку роботи виконувалися ТОВ «ГРАНІТ ПЕРСПЕКТИВИ», в другому – командою Київського ГПЕ.

В результаті проведених робіт зі збору матеріалу у геологічних фондах, під час обстеження і топогеодезичної прив'язки водозаборів підземних вод було накопичено велику кількість фактичного матеріалу, що й наразі регулярно поповнюється завдяки регулярному проведенню робіт з вивчення режиму підземних вод.

## 1.2 Геологічна будова

### 1.2.1 Стратиграфія

В геологічній будові досліджуваної території приймають участь кристалічні породи архей-протерозою та продукти їх руйнування і вивітрювання; осадові відклади, які сформувалися за час мезозойський та кайнозойський час та четвертинний період.

Продуктивним елементом геологічного розрізу є палеогенові відклади канівсько-бучацького водоносного горизонту, які залягають в інтервалах глибин 78,5 – 115м.

#### Архей-протерозой (AR + PR)

На території робіт товща мезозойських і кайнозойських осадових відкладів підстилається кристалічними утвореннями росинсько-тікицької серії неоархею, що залягають на глибині від 170м до 295м.

Серія залягає у вигляді останців серед гранітоїдів Звенигородського та уманського комплексів. Інтенсивна гранітизація і недостатня відслоненість не дозволяють розділити цю серію на світи. Вона складена гнейсами та амфіболовими, біотит-амфіболовими кристалосланцями, амфіболітами (Галецкий, та ін., 1984).

Абсолютні позначки поверхні цих порід знаходиться в межах +10-180 м й по цій же поверхні фіксується розвиток твердої каолінітової кори вивітрювання потужністю 1-3м.

#### Мезозой (MZ)

##### Тріасова система (T<sub>1</sub>)

Відклади тріасової системи в районі дослідження поширені у її північно-східній частині. Представлені вони товщею глинисто-піщаних порід, що залягає безпосередньо на поверхні кристалічних порід. Зокрема, тут виокремлюються осадові відклади нижньодронівської підсвіти (Індуанівського

ярусу) (T1dr) та нижньосеребрянської підсвіти (Оленьокського ярусу) (T1sr1). Потужність товщі від 18 до 79,5 метрів.

#### Юрська система – J

Відклади юрської системи на території району поширені скрізь. Залягають вони із стратиграфічним неузгодженням на породах тріасу і кристалічного фундаменту та перекриваються відкладами крейдової системи.

Середній відділ юри ( $J_{2-3}$ ) представлений байським ( $J_2b$ ), батським ( $J_2bt$ ), келовейським ( $J_2k$ ) ярусами. Літологічно вони представлені кременисто-піщано-глинистими утвореннями з прошарками глин, сидеритів, пісковиків, бурого вугілля і вторинних каолінів. Потужність коливається від 35 до 95 метрів. На межі середнього і верхнього відділу юри знаходиться келовей-оксфордський ярус, який представлений алевритами (карбонатними, кременистими, глинистими) з прошарками алевритових глин, вапняків, пісковиків, потужність відкладів від 21,5 до 60 м.

Верхній відділ юри ( $J_3$ ) представлений оксфордським ( $J_{3o}$ ) ярусом, що виповнений чергуванням вапняків, алевритів, алевролітів, глин, пісковиків. Потужність відкладів до 6,5 м (Ковальов і ін., 2001).

#### Крейдова система – K

Утворення крейдової системи широко поширені на ділянці досліджень. Незгідно залягають на юрських породах і перекриваються із стратиграфічною незгідністю відкладами палеогену.

Літологія представлена відкладами верхнього відділу ( $K_2$ ), а саме: сеноманським ( $K_2s$ ) і туронським ( $K_2t$ ) ярусами. Утворення першого мають морське походження й описуються товщею дрібно-, тонкозернистих, глауконіто-кварцових, часто глинистих пісків, дрібнозернистих щільних пісковиків зі стяжіннями кременів. Товщу туронського ярусу виповнюють

мергелі та крейдоподібні мергелі зі стяжіннями кременів та фосфоритів. Потужність коливається від 16,2 до 44 м (*Клюшников и др., 1960*).

#### Кайнозой (KZ)

##### Палеогенова система (P)

В рамках системи виділені канівська, бучацька, київська та обухівська світи. Їхні утворення представлені переважно морськими відкладами, поширеними по всій ділянці досліджень. Палеогенові відклади розташовані на розмитій поверхні крейди, перекриваючись четвертинними.

В межах досліджуваної території, відклади канівської серії (P<sub>2</sub>kn) представлені тонкозернистими глауконіто-кварцовими, вуглисто-глинистими пісками з прошарками алевритів та глин. Залягають на глибині від 35 до 60 метрів. Середня потужність складає 12-15 м.

Бучацька товща (P<sub>2</sub>bč) виповнена зеленувато-сірими середньо-, дрібнозернистими, глауконіто-кварцовими, глинистими пісками, інколи з лінзами та прошарками пісковиків. Глибина залягання відкладів змінюється від 22 м (в заплаві р. Ірпінь) до 85 м (на вододілі). Потужність їх змінюється від 13 до 28 м, середня потужність становить 15-20 м.

*Київська та обухівська світи* (P<sub>2</sub>kv+ob) літологічно описуються товщею карбонатних порід, мергелів, мергелистих глин, алевритів, пісків. Глибина залягання від 6,5 м в долині р. Ірпінь до 50-68 м на вододілах. Абсолютні позначки покрівлі складають від 90 до 118 м. Потужність відкладів змінюється від 6,2 до 25 м.

##### Четвертинна система

Відклади четвертинної системи – генетично різноманітні. Переважаючий характер в межах досліджуваної території мають моренні, флювіо-, лімногляціальні відклади дніпровського зледеніння. На них широкого розповсюдження набули потужні відклади еоплейстоцену у вигляді елювіальних, еолово-делювіальних (e,vdE) та озерно-алювіальних відкладів.

Зокрема – середньо- та різнозернистих до гравелистих пісків а також пісків із проверстками суглинків (I, аЕ) (Буян і ін., 2018).

Значні площі займають алювіальні відклади сучасних заплав та надзаплавних терас з делювіально-еоловими утвореннями на них.

На окремих ділянках («лесових островах») поширені неоплейстоценові елювіальні з еолово-делювіальними відклади (e,vd P<sub>1</sub>), які фрагментарно вцілили від ерозійно-денудаційних процесів. Представлені вони сучасними біогенними, озерно-болотними, рідше техногенними утвореннями.

Відклади голоцену на площах «Київського Полісся» та «безморенних терас» представлені численними фаціально-генетичними різновидами, найпоширеніші з яких алювіальні відклади заплав і балок (aH), біогенні утворення (bH), озерно-болотні відклади (lbH) субаеральних заболочених впадин, техногенні утворення (tH).

Залягають четвертинні відклади на палеогеновій товщі і мають потужність 30-50 м (Ковальов, 2001).

### 1.2.2 Структурно-тектонічні особливості

Досліджувана територія розташована в межах північно-східного схилу Українського кристалічного щита (Костенко, 2015). А саме в межах Бузько-Росинського (Росинсько-Тікицького) мегаблоку, характерною особливістю якого є неоднорідна будова земної кори: на півночі вона належить до перехідного типу і її потужність становить 40-45 км, на півдні - до фемічного типу з потужністю до 50-60 км.

Росинсько-Тікицький мегаблок обмежений на заході - Брусилівським і Немирівським, з півдня - Ободнівським глибинним розломом, на сході - Ядлово-Трахтемирівським, на півночі - крайовим скидом. Вказані глибинні розломи відділяють мегаблок від суміжних Волинського, Подільського

(Дністровсько-Бузький) та Кіровоградського (Інгульського) (*Щербанк та Озар, 2018*).

Структурно-тектонічна перебудова кристалічного фундаменту району відбувалась під впливом ендогенних процесів. І нині у геологічній будові території виділяються два структурних яруси зі значними відмінностями:

1. *Верхній* – представлений слабодислокованими осадовими утвореннями палеозой-кайнозою.
2. *Нижній* – складнодислокованими та метаморфізованими кристалічними породами архей-протерозойського віку. Поверхня кристалічного фундаменту має регіональний нахил на північний схід та схід в бік до центрального грабена. Кут нахилу поверхні кристалічних порід коливається від 1-2° до 3-4°, а на окремих ділянках становить 5-6°.

Кристалічний фундамент району є розбитим системою субмеридіанних та субширотних розломів на ряд припіднятих та опущених блоків, переміщених на різні гіпсометричні рівні. Останнє стало першопричиною формування складчатих структур осадового чохла.

Найбільш крупними та найбільш ранніми у часі закладення є розломи північно-західного простягання, зокрема Київський, Ірпінський, Пуща-Водицький та інші розломи Дніпровської тектонічної зони (*Буян і ін., 2018*).

Перший – простягається по схилу до села Гвоздів і далі на південний схід. Характер його прояву у південній, центральній та північній частинах території різний. У південній і центральній частинах характеризується чітким скидом з амплітудою до 30-40 м, де він контролює межі розповсюдження нижнього триасу. В північній частині характер прояву розлому проявляється у вигляді невеликих зміщень. На окремих ділянках Київський розлом визначив орієнтацію та фаціальні межі розповсюдження юрських відкладів. В осадовому чохлі фіксується ряд піднять, які пов'язані з зоною цього розлому (*Безвинний, 2005*).

Формування території досліджень відбувалося протягом кількох тектонічних циклів в межах яких виділяються періоди значних та менш значних переміщень. Менш значні – відбувалися по зонах розломів в різний геологічний час, про що свідчить різний вік розривних товщ осадового чохла. Деякі з розломів проявляються у верхніх комплексах осадового чохла у вигляді флексур, які в нижніх шарах осадової товщі переходять у скиди.

Площі диз'юктивних порушень первинного залягання верств гірських порід із розривом їх суцільності сприяли не лише перетіканню водоносних горизонтів але й обмежували їх розповсюдження. Окрім вертикального зв'язку водоносних горизонтів в межах тектонічних зон фіксується й латеральний (боковий). Внаслідок останнього більш древні водоносні горизонти одного блоку контактують з більш молодими іншого блоку. Існування таких блоків для Дніпровської тектонічної зони – було характерним у палеоген-четвертинний час (Буян і ін., 2018).

З наявністю розривних зон пов'язаний ряд змін: виклинювання стратиграфічних та водоносних горизонтів, зміна фацій та потужностей порід, зміна гідродинамічних умов, різний ступінь водоносності відкладів.

В межах території, що розглядається, виділяється велика кількість молодих розривних порушень. Зокрема, верхньопалеозойських, середньо-, верхньоюрських та альб-сеноманських (допалеогенових). Порушення переважно північно-західного та північно-східного простягання.

Післямезозойські порушення, в ряді випадків безкореневі, типу крупних тріщин сколювання, по площинах яких спостерігаються сліди численних переміщень.

Осадова товща Дніпровської тектонічної зони має дуже складну тектонічну будову, яка характеризується розвитком ряду витягнутих в субширотному та субмеридіональному напрямку скидових та флексурно-розривних зон, приурочених до вузлів перетинання тектонічних зон північно-

західного та північно-східного орієнтування. Проте ділянка дослідження знаходиться на більш спокійній в тектонічному відношенні території, а саме між Дніпровською тектонічною зоною і Ядлівсько-Трахтемирівською зоною розломів.

Ядлівсько-Трахтемирівський розлом є тривало діючою тектонічною структурою й водночас західним крилом Остер-Золотоніського підняття. Розлом представляє собою розривно-скидову структуру, з асиметричною будовою – північно-східне крило підняте на 140-150 м по відношенню до південно-західного (Кирилюк, 2004).

### 1.3 Гідрогеологічні умови

На ділянці водозабору Ірпінського родовища на території підприємства ДП «АНТОНОВ» в м. Гостомель виділяються наступні водоносні горизонти і комплекси (Буян і ін., 2018):

- 1) Водоносний (слабоводоносний) горизонт у болотних та озерно-болотних голоценових відкладах (b, lbH);
- 2) водоносний горизонт в алювіальних голоценових відкладах заплавл річок та днищ балок (aH);
- 3) водоносний горизонт в алювіальних верхньонеоплейстоценових відкладах перших-третіх надзаплавних терас ( $a^{1-3}P_{III}$ );
- 4) водоносний комплекс у водно-льодовикових, озерно-льодовикових, льодовикових середньонеоплейстоценових та елювіальних, еолово-делювіальних середньо-, верхньонеоплейстоценових відкладах (f, lq, gP<sub>II</sub> + e, vdP<sub>I-III</sub>);
- 5) водоносний комплекс в озерно-алювіальних відкладах нижнього і середнього плейстоцену (E+laP<sub>I-II</sub>);
- 6) водоносний горизонт у відкладах межигірської, берекської та новопетрівської світ олігоцен-міоцену ( $P_3 m\check{z}+br+N_1np$ );

- 7) водоносний горизонт у відкладах канівської і бучацької серій еоцену (канівсько-бучацький) ( $P_2 kn + b\check{c}$ );
- 8) водоносний комплекс у відкладах іваницької світи середньої- верхньої юри і загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої - верхньої крейди (сеноман-келовейський водоносний комплекс) ( $J_{2-3} iv + K_2 zg - br$ );
- 9) водоносний горизонт у відкладах орельської світи байоського ярусу середньої юри ( $J_2 or$ );
- 10) слабоводоносний горизонт у відкладах серебрянської світи нижнього тріасу ( $T_1 sr$ );
- 11) водоносний горизонт у тріщинуватій зоні кристалічних порід архей-протерозою (AR+PR).

Розділені вони між собою слабопроникним (водонепроникним) утворенням з регіональним поширенням:

- 1) товща мергелів і глин київської та обухівської світ еоцену ( $P_2 kv + ob$ );
- 2) мергельно-крейद्याна товща верхньої крейди ( $K_2 km$ );
- 3) глинисто-алевритова товща ( $J_2 pd - i\check{c}$ ), підлужної, ніжинської та ічнянської світ середньої юри.

Величина проникності самостійних (водотривких) товщ насамперед визначається не літологічним складом, а структурними порушеннями, тому їх фільтраційні характеристики пов'язані переважно з тріщинами, а не з проникністю пор (*Камзіст і Шевченко, 2009*).

В межах досліджуваної ділянки продуктивним є водоносний горизонт у відкладах канівської і бучацької серій еоцену (канівсько-бучацький) ( $P_2 kn + b\check{c}$ ), який каптується свердловинами №1211/1, №1211/3, 3210.

Горизонт розповсюджений на всій ділянці досліджень. Водомісткі породи в стратиграфічному відношенню приурочені до відкладів канівської та бучацької серій еоцену.

Відклади бучацької серії представлені зеленувато-сірими дрібно-середньозернистими пісками, в різному ступені глинистими, з прошарками пісковиків. Їх потужність в середньому складає 20-25 м.

Водоносні відклади канівської серії представлені темно-сірими до чорних тонкозернистими вуглисто-глинистими пісками з прошарками алевритів та глин.

В регіональному відношенні то водомісткі породи цього водоносного горизонту являють собою однорідну піщано-глинисту товщу зі змінюваною потужністю від 25 до 30 м (Буян і ін., 2018).

В підшві канівсько-бучацького водоносного горизонту залягає мергельно-крейдова товща верхньої крейди, що розділяє еоценовий та сеноман-келовейський водоносні горизонти. Потужність крейдової товщі змінна – збільшується з південного заходу на північний схід від 0 до 22 м. В той же час у південно-західній частині району мергельно-крейдова товща відсутня, але фіксується прямий гідравлічний зв'язок з нижчезалягаючим сеноман-келовейським водоносним комплексом.

В покрівлі еоценового водоносного горизонту знаходяться відклади київської та обухівської світ, товщі яких виповнені мергелями, глинами та алевритами. Потужність змінюється від 6,5 м в долині р.Ірпінь до 38 м на вододільних ділянках (Ткачук, 1986).

Глибина залягання канівсько-бучацького водоносного горизонту змінюється від 20 ( р.Ірпінь) до 85 м. Водоносний горизонт напірний. Величина напору змінюється від 4,7 до 5,8 м. Дебіти свердловин коливаються від 1,66 до 8,33 дм<sup>3</sup>/с.

Характерними коефіцієнтами фільтрації є від 2 до 8 м/д. Коефіцієнти водопровідності змінюються від 60 до 160 м<sup>2</sup>/д і в середньому становлять 100-120 м<sup>2</sup>/д. Коефіцієнти п'єзопровідності за даними дослідних робіт,

проведених під час розвідки підземних вод для м.Ірпінь Київської області, складають  $4,3 \cdot 10^4 - 5,4 \cdot 10^5$  м<sup>2</sup>/д.

Води горизонту є гідрокарбонатними кальцієвими, гідрокарбонатними магнієво-кальцієвими. Мінералізація не більше 0,6 г/дм<sup>3</sup>. Жорсткість змінюється від 2,3 до 6,5 ммоль/дм<sup>3</sup>, реакція води слабокисла, близька до нейтральної.

Живлення горизонту надходить з південно-західної частини району, де відсутні мергельно-крейдові відклади верхньої крейди. Канівсько-бучацький водоносний горизонт на цій території утворює єдиний комплекс із сеноман-келовейським водоносним комплексом. Також живлення горизонту здійснюється за рахунок перетікання води із вищезалягаючих водоносних горизонтів.

Внаслідок неглибокого залягання водоносного горизонту, високих дебітів свердловин та питної води доброї якості, горизонт експлуатується для господарсько-питного водозабезпечення м. Ірпінь, м. Буча, смт. Ворзель, смт. Гостомель та промислових підприємств.

#### 1.4. Сучасні геологічні процеси

Інженерно-геологічні умови на території ділянки нескладні. Вплив екзогенних геологічних процесів проявляється у вигляді підтоплень, заболочень, просідань, зсувів та явища ерозії.

Природне підтоплення земель характерне для площ в долині річки Ірпінь. Нині вони використовуються, як плацдарм для Ірпінської осушувально-зволожувальної системи, яка регулює положення рівня ґрунтових вод і ступінь заболочування території (Буян і ін., 2018).

Зрошувальні канали створюють сприятливу обстановку для розвитку ерозійних процесів, внаслідок яких руйнується верхній родючий шар ґрунту. Додатковим фактором впливу є також антропогенні чинники. Через

діяльність людини (перекриття діючих стоків ґрунтових вод різним сміттям, проривом труб) відбувається підняття рівня ґрунтових вод, а також відбувається антропогенна трансформація рельєфу – процес зміни рельєфу відповідно до потреб людини. Зміна рельєфу спричиняє порушення природного стану гідросфери приводить до аеродинамічних змін. Це можуть бути зміни напрямку і швидкості вітра, формування мезоклімату на окремій території, посилення еолової діяльності.

Наявність лесових порід, на території досліджень, створює сприятливі умови також для розвитку процесів просідання.

Окрім того в області відомі зсувні процеси, які відбуваються на крутих схилах, внаслідок слабких зв'язків між частинками, які руйнуються внаслідок перенасичення водою.

## РОЗДІЛ 2

### ВИЗНАЧЕННЯ ГЕОФІЛЬТРАЦІЙНИХ ПАРАМЕТРІВ ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСУ

#### 2.1 Методика визначення геофільтраційних параметрів

Однією з основних цілей випробування водоносних горизонтів відкачками являється визначення розрахункових гідрогеологічних параметрів.

Параметром визначається величина, яка характеризує властивість будь-якого явища, зокрема пористого середовища, яке представляє водовміщуючі породи, якими складені водоносні горизонти.

Основними властивостями пористого середовища, які визначають умови наявності та руху рідини в горизонті, є пористість (загальна пустотність гірської породи) і проникність. Саме вони формують фільтраційні та ємнісні характеристики гірських порід, що математично виражається через розрахунки геофільтраційних параметрів (*Боревский та ін., 1973*).

Загалом під *ємнісними* властивостями розуміють здатність гірських порід утримувати та віддавати певну кількість рідини. Головною їх характеристикою вважається *коефіцієнт водовіддачі породи*.

В умовах коли видалення води з порід зон насичення відбувається за рахунок вільного стікання, що обумовлене гравітаційними силами зазначений параметр конкретизується як *коефіцієнт гравітаційної водовіддачі* ( $\mu$ ). Його визначення може відбуватися двома шляхами. Перший – передбачає, що під коефіцієнтом водовіддачі можна розуміти співвідношення об'єму рідини ( $\Delta V$ ), який може бути отриманий зі зразка породи шляхом вільного стікання до геометричних параметрів цього зразка (2.1)

$$\mu = \frac{\Delta V}{F \cdot \Delta H} \quad (2.1)$$

де  $F$  – площа поперечного перерізу зразка породи;  $\Delta H$  – висота зразка породи.

В рамках другого підходу, під коефіцієнтом водовіддачі прийнято розуміти різницю між загальною пористістю та максимальною молекулярною вологоємністю з врахуванням об'ємної ваги скелету породи та об'ємної ваги води(2.2).

$$\mu = n - \frac{\Delta_{ск} \cdot W_B}{\Delta_B} \quad (2.2)$$

де  $n$  – загальна пористість,  $\Delta_{ск}$  – об'ємна маса скелету породи,  $\Delta_B$  – об'ємна маса води,  $W_B$  – максимальна молекулярна вологоємність.

І зазвичай приймається за факт, що величина водовіддачі дорівнює коефіцієнту активній пористості (Жернов, 1982).

Якщо видалення води відбувається за рахунок віджимання під дією на породу додаткового навантаження, то коефіцієнт має назву *коефіцієнт пружної водовіддачі* ( $\mu^*$ ). Даний коефіцієнт був запропонований для характеристики ємнісних властивостей напірного водонасиченого шару. Параметр характеризує кількість води, яка може бути отримана з одиниці площі напірного пласта при зниженні напору на 1 м. Визначення відбувається згідно формулі 2.3.

$$\mu^* = \Delta_B \cdot \beta^* \cdot t \quad (2.3)$$

де  $\Delta_B$  – об'ємна маса води,  $\beta^*$  – коефіцієнт пружної ємності породи,  $t$  – потужність водонасиченого шару.

Даний коефіцієнт характеризує відношення об'єму звільненої води до величини зниження напору.

*Фільтраційні* властивості водоносного пласта визначаються як за властивостями водовміщуючих порід, так власне і рідини, яка фільтрується. У фокусі уваги тут знаходиться *проникність породи*, що є здатністю пропускати через себе рідину під дією тиска. Величина проникності визначається структурою пористого середовища і має розмірність довжини.

Проникність породи стосовно визначеної рідини характеризується *коефіцієнтом фільтрації* ( $k$ ). Цей параметр являє собою витрату рідини через одиницю площі поперечного перерізу пласта при напірному градієнті, що дорівнює одиниці, і чисельно дорівнює швидкості фільтрації при одиничному градієнті.

$$k = \frac{Q}{F \cdot I} \quad (2.4)$$

де  $Q$  – витрати фільтраційного потоку з поперечним перетином площею  $F$  при напірному градієнті  $I$  (Суярко та ін., 2019).

Оскільки при вирішенні задач водопостачання, як правило, розглядається планова фільтрація, часто коефіцієнт фільтрації замінюється *коефіцієнтом водопровідності* ( $T$ ). У числовому відношенні цей коефіцієнт являє собою витрату рідини через одиницю поперечного перерізу водоносного горизонту потужністю  $m$  при одиничному напірному градієнті, знаходить за формулою 2.5. Має розмірність м<sup>2</sup>/добу.

$$T = k \cdot m \quad (2.5)$$

де  $k$  – коефіцієнт фільтрації;  $m$  – потужність водоносного горизонту.

Крім коефіцієнтів водопровідності, фільтрації і водовіддачі, в гідрогеологічних розрахунках, широко використовується комплексний параметр  $a$ , що у загальному випадку характеризує швидкість розвитку поверхні депресії і в залежності яким буде горизонт (напірним, безнапірним) буде мати різні назви. В умовах безнапірного потоку він отримав назву коефіцієнту рівнепровідності ( $a_p$ ) (2.6):

$$a_p = \frac{T}{\mu} \quad (2.6)$$

де  $T$  – коефіцієнт водопровідності;  $\mu$  – коефіцієнт водовіддачі

В умовах напірного потоку він має назву коефіцієнту п'єзопровідності ( $a_n$ ) (Орлов та ін., 2005). Коефіцієнт визначає характер розвитку процесу

пружного режиму фільтрації у часі, має таку ж саму розмірність, як і коефіцієнт водопровідності, й визначається за формулою (2.7):

$$a = \frac{km}{\mu^*} = \frac{k}{\beta^*} \quad (2.7)$$

Реальне водовмісне середовище зазвичай характеризується неоднорідністю фільтраційних і ємнісних властивостей. На сьогоднішній день прийнято розрізняти неоднорідність різного порядку, а також випадкову і хаотичну неоднорідності. Оскільки описані параметри є макроскопічними, вони завжди опосередковані в межах того чи іншого випробуваного об'єму пласта. Тому для їхнього визначення бажано використовувати дані, отримані при дослідженні досить великого об'єму водовмісного середовища.

Наразі єдиним методом, який відповідає поставленій умові є метод відкачок (Скабалланович, 1960). Існує три види відкачок: пробні, дослідні та дослідно-експлуатаційні. Різниця в призначенні кожної з них визначає й методику їхнього проведення, що полягає у тривалості дослідних робіт і конструкцій дослідного куша.

*Пробні відкачки* проводять для попередньої оцінки фільтраційних властивостей водовмісних порід і якості підземних вод для одержання порівняльної характеристики різних ділянок і зон досліджуваної ділянки.

*Дослідні відкачки* – нині є основним видом дослідно-фільтраційних робіт, що проводяться на стадіях попередньої та детальної розвідки. Це обумовлюється їх найбільшою точністю при визначенні водопроникності водовмісних порід. З їх допомогою встановлюються основні гідрогеологічні параметри, взаємозв'язки підземних і поверхневих вод, взаємодії суміжних водоносних горизонтів, встановлюються залежності між дебітом та зниженням рівня в свердловині і т.д. Іншими словами, оцінюється весь водоносний масив з урахуванням особливостей геологічної будови та умов формування. Проте при глибокому заляганні рівня підземних вод і одночасно

значній водопроникності гірських порід проведення відкачок сполучене з технічними труднощами.

*Дослідно-експлуатаційні відкачки з однієї або декількох свердловин проводяться тільки на стадії детальної розвідки в складних гідрогеологічних і гідрохімічних умовах, які не можуть бути відображені у вигляді розрахункової схеми. Основною метою таких відкачок є встановлення закономірностей зміни рівнів підземних вод, або їхньої якості при заданому водовідборі, встановлення параметрів, що визначають гідрогеологічні умови досліджуваних водоносних горизонтів та комплексів (геофільтраційні параметри) (Кошляков та Мокієнко, 2006).*

На практиці в якості *основних геофільтраційних параметрів* визначають коефіцієнти водопровідності (фільтрації) і п'єзопровідності (рівнепровідності). Коли вони характеризують фізичні властивості деякого об'єму водовмісного середовища їх називають *дійсними*. Крім дійсних, іноді виділяються уявні і узагальнені параметри.

Якщо параметри комплексно характеризують ділянку водоносного пласта з урахуванням його водопровідних та ємнісних властивостей та впливу зовнішніх границь пласта, в той час як пласт замінюється умовно однорідною товщею, то їх називають *узагальненими*. Їх величина може залежати від тривалості дослідження, від місця розташування дослідних та (або) спостережних свердловин. Окрім того прослідковується залежність параметрів від величини дебіту, від співвідношення величини сумарного дебіту і його частки, яка забезпечується додатковим живленням, якщо воно є.

Під *уявними* параметрами розуміють умовно кваліфіковані параметри, які були отримані в результаті розрахунку за залежністю, яка не відповідає реальній природній обстановці. Одержані величини уявних параметрів залежать від умови проведення дослідження. Це поняття має службовий характер

і використовується в основному для аналізу й оцінки вірогідності розрахованих значень параметрів.

Уявні та узагальнені параметри не є параметрами пласта в об'єктивному розумінні. Їх рекомендовано розглядати як певні гідравлічні показники, які характеризують реакцію дослідної ділянки досліджуваного водоносного горизонту на збурення свердловинами.

Окрім зазначених вище основних, у гідрогеологічних розрахунках використовується ряд *специфічних параметрів*, що визначають ступінь і характер взаємозв'язку досліджуваного водоносного горизонту із навколишнім середовищем. До групи цих параметрів насамперед відносять параметр перетікання, опір закольматованого шару руслових відкладів і поверхневих водотоків у водоймах, а також недосконалість врізу руслових відкладів (*Климентов та Кононов, 1973*).

Сучасні *методи визначення* гідрогеологічних розрахункових параметрів за даними дослідно-фільтраційних робіт базуються на рівняннях неусталеної фільтрації підземних вод, лише в окремих випадках при стаціонарному, квазістаціонарному і не істинно стаціонарному режимі фільтрації такі параметри, як коефіцієнт водопровідності та фільтрації, визначають за допомогою рівнянь усталеної (стаціонарної) фільтрації. У залежності від характеру отриманих даних при дослідних роботах, що використовуються для обробки тим чи іншим методом, всі існуючі методи можна умовно розділити на дві групи.

У *методах першої групи* використовуються закономірності режиму руху підземних вод при відкачуваннях, що визначається лише фільтраційними та ємнісними властивостями водоносних горизонтів, які досліджуються. Застосування цих методів дає можливість визначити основні розрахункові параметри серед яких: коефіцієнти фільтрації ( $k$ ) або

водопровідності ( $T$ ), водовіддачі ( $\beta^*$ ,  $\mu^*$ ,  $\mu$ ), п'єзопровідності ( $a_n$ ) чи рівнепровідності ( $a_r$ ).

*Методи другої групи* використовують дослідні закономірності, які визначаються не тільки фільтраційними та ємнісними властивостями, а також граничними умовами в плані та розрізі. Цими методами визначають не лише геофільтраційні параметри, але й можуть бути визначені також такі параметри як: коефіцієнт перетікання ( $B$ ), параметри опору руслових відкладів ( $\Delta L$ ) (Корнєєнко, 2015).

Для визначення гідрогеологічних параметрів за даними дослідно-фільтраційних робіт застосовуються рівняння, що описують закономірності руху підземних вод до свердловин або в необмежених ізольованих водоносних пластах (методи першої групи), або з урахуванням границь досліджуваного водоносного горизонту в плані чи в розрізі (методи другої групи). На основі логарифмування рівняння Тейса знаходять гідрогеологічні параметри для методів першої групи. Для методів другої групи використовують рівняння Тейса-Джейкоба, перетвореного для відповідних умов. За неможливості застосування цього рівняння, використовуються аналогічні графоаналітичні методи (Максимов и др., 1979).

У залежності від прийомів обробки цих рівнянь можна виділити аналітичні та графоаналітичні методи визначення параметрів, які є найбільш розповсюдженими.

До **аналітичних методів** відносяться:

1) *Метод підбору*. Заснований на порівняльній характеристиці зниження напору в умовах квазістаціонарного режиму фільтрації. Є найменш доцільним для визначення параметрів, оскільки недоліком методу є фіксоване в часі визначення геофільтраційних параметрів. Також випадково може бути підібрана величина коефіцієнта п'єзопровідності  $\mu^*$ , що не відповідає гідродинамічним умовам схематизації ділянки пласта. Тобто,

відповідність застосованих залежностей реальним природним умовам практично не контролюється, а визначення проводяться всього за двома точками, використовуючи рівняння Тейса, коли на моменти часу  $t_1, t_2$  відомі відповідні напори  $S_1, S_2$ :

$$S_1 = \frac{Q}{4\pi T} W(U) = \frac{Q}{4\pi T} W\left(\frac{r^2}{4at_1}\right) \quad (2.8)$$

$$S_2 = \frac{Q}{4\pi T} W\left(\frac{r^2}{4at_2}\right) \quad (2.9)$$

де  $Q$  – дебіт свердловини;  $T$  – коефіцієнт водопровідності;  $W(U)$  – well – функція( функція свердловини;  $r$  – радіус свердловини або відстань до спостережної свердловини;  $a$ – коефіцієнту п'єзопровідності;  $t$  – час.

За умови, що  $Q = const$ , можна прийняти таке співвідношення:

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{W\left(\frac{r^2}{4at_2}\right)}{W\left(\frac{r^2}{4at_1}\right)} \quad (2.10)$$

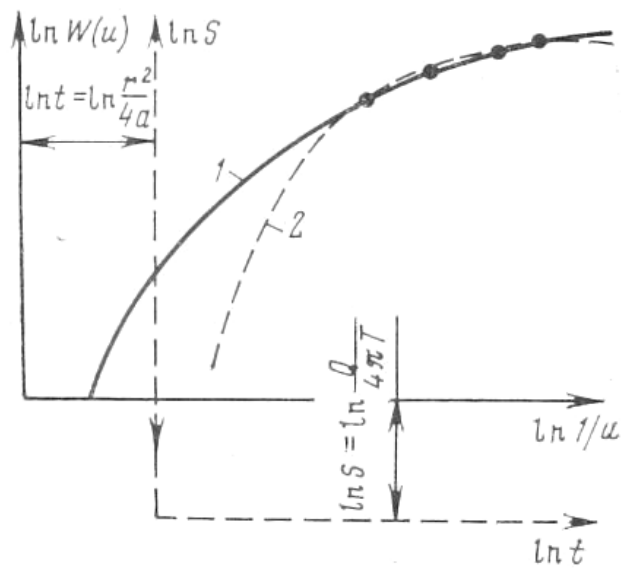
Визначення параметру  $a$  виконується шляхом підбору, тоді  $T$  можна визначити за формулою:

$$T = \frac{Q}{4\pi S} W(U) \quad (2.11)$$

2) *Метод еталонної кривої*. Полягає в побудові двох еталонної та дослідної кривих, після чого графіки суміщаються й на основі отриманих числових значень визначаються відповідність прийнятої залежності дослідним даним та геофільтраційні параметри (мал.2.1)

Еталонна крива являє собою графік залежності інтегральної показової функції від безрозмірного часу на логарифмічному папері (Мокієнко, 2014). Графік будується за значеннями, які входять у безрозмірний час. Для визначення основних гідрогеологічних параметрів еталонну криву суміщають з емпіричною. Остання являє собою графік залежності зниження рівня води в свердловині від часу на логарифмічному папері в масштабі еталонного

графіка. Поєднання графіків виконується до моменту задовільного збігу еталонної та емпіричної кривих за умови, що зберігається паралельність координатних осей. Орієнтуючись на зрушення осей визначають основні параметри: коефіцієнт водопровідності за зрушенням вертикальної осі, а коефіцієнт п'єзопровідності за зрушенням горизонтальної осі (Б.В.Боревский и др., 1973).



Мал.2.1 Графіки еталонної та дослідної кривих

Метод еталонної кривої має доволі обмежене застосування. Це обумовлено наявністю великої кількості недоліків. Зокрема:

- 1) Суміщення еталонної та дослідної кривих не завжди здійснюється з достатньою точністю, що обумовлює значні похибки у визначенні параметрів.
- 2) Неможливо судити про характер зниження у різних точках ділянки одночасно, через те що в методі еталонної кривої використовуються дані по кожній окремій свердловині.
- 3) Тривалість першого періоду відкачування, коли зниження напору у напірному пласті відповідає залежності Тейса (від кількох годин до кількох діб).

Більше довіри викликають результати отримані шляхом застосування **графоаналітичних методів**, відомих також як **методи простеження**. Ці методи значною мірою позбавлені недоліків та можуть бути використані при квазістаціонарному режимі фільтрації та засновані на аналізі прямолінійних залежностей між зниженням, часом та відстанню.

В рамках методу Тейса-Джейкоба обробка даних дослідно фільтраційних робіт виконується на базі логарифмічної апроксимації формули Тейса:

$$\frac{r^2}{4\pi T} \leq 0.1; S = \frac{Q}{4\pi T} \ln(U) = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2.25t}{r^2} \quad (2.12)$$

Існує кілька видів простеження:

- *Простеження за часом* – заключається в простеженні зниження або відновлення рівня в часі. Розрахункові геофільтраційні параметри – коефіцієнти водопровідності і п'єзопровідності – визначаються за кутовими коефіцієнтами ( $C_t$ ) і початковою ординатою ( $A_t$ ) почасових прямолінійних графіків простеження. Основною інформацією для побудови графіка є зниження у свердловині.
- *Простеження за площею* – полягає в простеженні зміни рівня в залежності від відстані спостережних свердловин до дослідної. Коефіцієнти водо- і п'єзопровідності так само визначаються за кутовим коефіцієнтом ( $C_r$ ) і початковою ординатою ( $A_r$ ), але вже площинних графіків простеження, основною інформацією для побудови яких є одночасні заміри в декількох спостережних свердловинах.
- *Комбіноване простеження* – заключається в простеженні зміни рівня в часі одночасно в декількох спостережних свердловинах. Коефіцієнти водо- і п'єзопровідності визначаються за кутовим коефіцієнтом ( $C_k$ ) і початковою ординатою ( $A_k$ ) комбінованих графіків простеження, інформацією для

побудови яких служать регулярні в часі заміри зниження одночасно в декількох спостережних свердловинах (*Максимов и др., 1979*).

Варто зазначити, що *головними умовами для використання цих методів є сталий дебіт відкачування.*

При використанні кожного з перерахованих методів варто враховувати, що визначення гідрогеологічних параметрів за результатами дослідних відкачок не можна ототожнювати з проведенням чисто розрахункових операцій з використанням відповідних формул, що описують закономірності руху підземних вод до свердловин. Різноманітність гідрогеологічних умов, складний характер формування режиму підземних вод при дослідних відкачках, коли однакові закономірності зміни рівня і витрат можуть бути викликані впливом усіляких факторів, – усе це вимагає обов'язкового аналізу й інтерпретації даних дослідно-фільтраційних робіт, які потрібно розглядати, як обов'язкову стадію розвідувальних робіт.

На сьогоднішній день також існує ряд *експрес-методів* (або швидкісних методів), що використовуються для оцінки фільтраційних властивостей порід (*Шестаков та Башкатова, 1969*). Вони ґрунтуються на законах несталого руху потоку й застосовуються для наближених швидких визначень коефіцієнтів фільтрації, водовіддачі, водопровідності, п'єзопровідності та рівнепровідності пласта. В основі цих методів є аналіз спостережень за зміною рівня води у свердловині після короткочасного збурення напору у водоносному пласті.

Використання цих методів у поєднанні з традиційними (відкачками та наливками) дозволяють отримувати достатньо точні результати, скоротити строки і вартість досліджень, а також застосовувати їх на всіх стадіях гідрогеологічних вишукувань для будь-яких видів досліджень.

Експрес-відкачки та експрес-наливи в свердловини виконуються, головним чином, для вивчення фільтраційних характеристик порід з відносно невеликою водопроникністю ( $0,01 < k < 5$  м/добу).

- **Експрес-відкачка** здійснюється шляхом миттєвого зниження рівня води в дослідній свердловині (незакріпленій або обладнаній фільтром) завдяки швидкому відбору води желонкою, включенням насосу або відкриванням заслінки.
- **Експрес-налив** здійснюється шляхом миттєвого підняття рівня води внаслідок одночасного її наливу або занурення під рівень води якого-небудь ємкого тіла.

До *недоліків* експрес-методів відносять залежність отриманих параметрів від стану і збереження призабійної зони свердловини та їх малий діапазон дії (при незначному ступеню збурення параметри характеризують невелику зону порід біля свердловини). Достовірність отриманих результатів підвищують за рахунок масовості експрес-визначень (за одиночне визначення приймають середнє арифметичне значення, отримане за даними дослідів, які проведені в чотирьох точках), а також шляхом урахування стану призабійної зони (*Шестаков та Мироненко, 1978*).

## 2.2 Визначення геофільтраційних параметрів канівсько-бучацького водоносного горизонту на ділянці Ірпінського родовища в м. Гостомель

В межах ділянки водозабору Ірпінського родовища в м. Гостомель ДП «АНТОНОВ» відкачування проводиться з трьох свердловин: №1211/1, №1211/3, №3210. Враховуючи факт, що вони є одиночними, а не представляють собою куц свёрдловин, доцільно використовувати метод часового простеження.

Визначення геофільтраційних параметрів еоценового канівсько-бучацького водоносного горизонту на ділянці водозабору в даній роботі обмежується розрахунком коефіцієнту водопровідності. Визначення п'єзопровідності, в свою чергу, не представляється можливим, що обумовлюється малим радіусом свердловин та їх недосконалістю.

Для визначення коефіцієнту водопровідності (Т) буде використана залежність:

$$T = \frac{0,183 \cdot Q}{C_t} \quad (2.13)$$

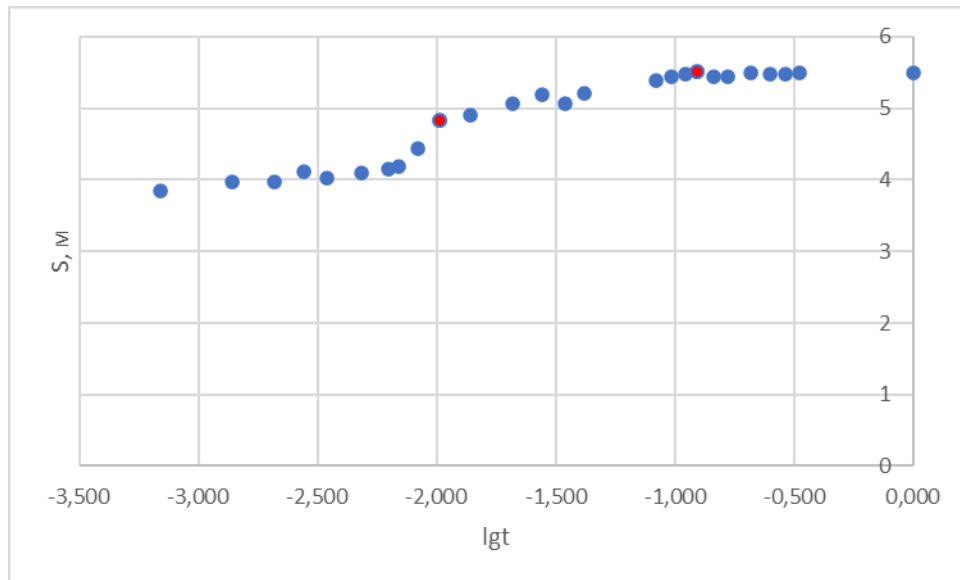
Q – дебіт, м<sup>3</sup>/добу; C<sub>t</sub> – коефіцієнт рівняння прямої за простеження у часі .

Обробка даних була виконана на основі дослідних робіт в умовах водоносного горизонту у відкладах канівської та бучацької серій еоцену на стадії зниження (табл. 2.1 – 2.5) рівня води у свердловинах №1211/1, №1211/3, №3210.

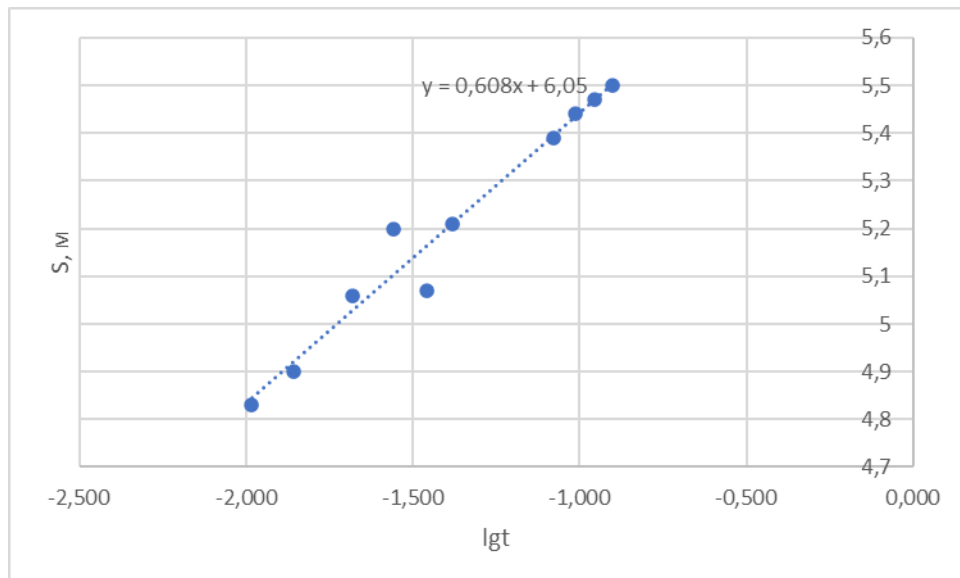
Таблиця даних зниження рівня води у свердловині №1211/1

m, м	40					
Q, м <sup>3</sup> /добу	720		r, м	220		
дата	t	t,хв	t, доб	lgt	h <sub>дин.</sub> , м	S, м
03.09.2018	10:00	0			43,9	0
	10:01	1	0,0007	-3,158	47,74	3,84
	10:02	2	0,0014	-2,857	47,87	3,97
	10:03	3	0,0021	-2,681	47,88	3,98
	10:04	4	0,0028	-2,556	48,02	4,12
	10:05	5	0,0035	-2,459	47,93	4,03
	10:07	7	0,0049	-2,313	47,99	4,09
	10:09	9	0,0063	-2,204	48,05	4,15
	10:10	10	0,0069	-2,158	48,08	4,18
	10:12	12	0,0083	-2,079	48,34	4,44
	10:15	15	0,0104	-1,982	48,73	4,83
	10:20	20	0,0139	-1,857	48,8	4,9
	10:30	30	0,0208	-1,681	48,96	5,06
	10:40	40	0,0278	-1,556	49,1	5,2
	10:50	50	0,0347	-1,459	48,97	5,07
	11:00	60	0,0417	-1,380	49,11	5,21
	12:00	120	0,0833	-1,079	49,29	5,39
	12:20	140	0,0972	-1,012	49,34	5,44
	12:40	160	0,1111	-0,954	49,37	5,47
	13:00	180	0,1250	-0,903	49,4	5,5
13:30	210	0,1458	-0,836	49,34	5,44	
14:00	240	0,1667	-0,778	49,34	5,44	
15:00	300	0,2083	-0,681	49,4	5,5	
16:00	360	0,2500	-0,602	49,38	5,48	
17:00	420	0,2917	-0,535	49,38	5,48	
18:00	480	0,3333	-0,477	49,4	5,5	
04.09.2018	10:00	1440	1,0000	0,000	49,4	5,5

На основі наведених даних був побудований графік залежності  $S = f(lgt)$  (мал. 2.2), була встановлена ділянка з квазіусталеним режимом фільтрації (червоним кольором позначений початок і кінець обраної ділянки) й встановлюються кутовий коефіцієнт  $Ct$  і коефіцієнт початкової ординати  $At$  (мал. 2.3) й був здійснений розрахунок коефіцієнту водопровідності.



Мал. 2.2 Графік часового простеження зниження рівня у свердловині №1211/1



Мал. 2.3 Графік часового простеження зниження рівня у свердловині №1211/1 в межах ділянки з квазіусталеним режимом фільтрації

Таблиця 2.2

Значення коефіцієнтів лінійаризованої формули Тейса

	$A_t$	$C_t$
Параметр	6,05	0,608

Визначення коефіцієнту водопровідності в умовах дослідних робіт при сталому дебіті свердловини на стадії зниження рівня води у свердловині №1211/1:

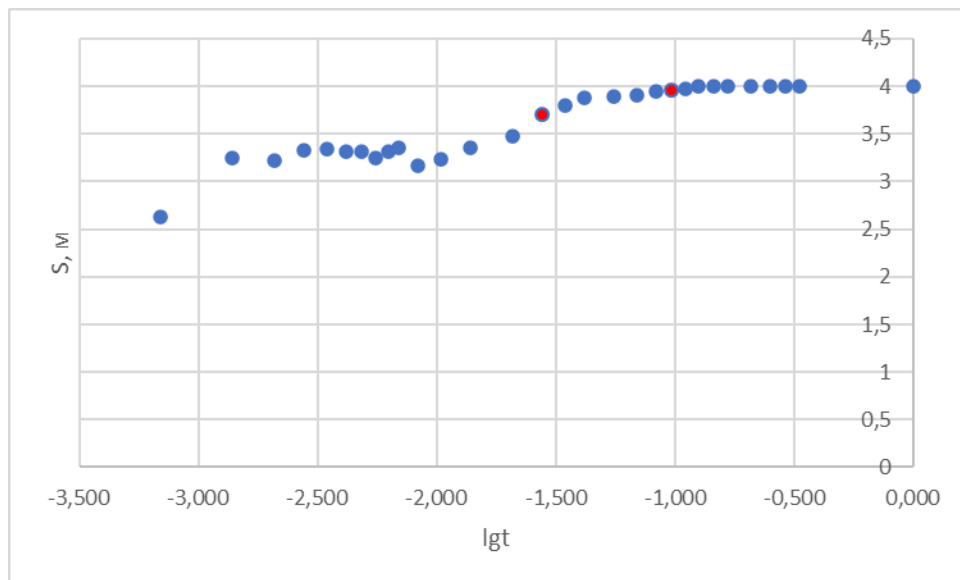
$$T = \frac{0,183 \cdot 720}{0.608} = 216,71 \text{ м}^2/\text{добу}$$

Аналогічним чином були встановлені коефіцієнти водопровідності у свердловинах №1211/3 (табл. 2.3, мал. 2.4-2.5 та табл. 2.4) та №3210 (табл. 2.5, мал. 2.6-2.7 та табл. 2.6)

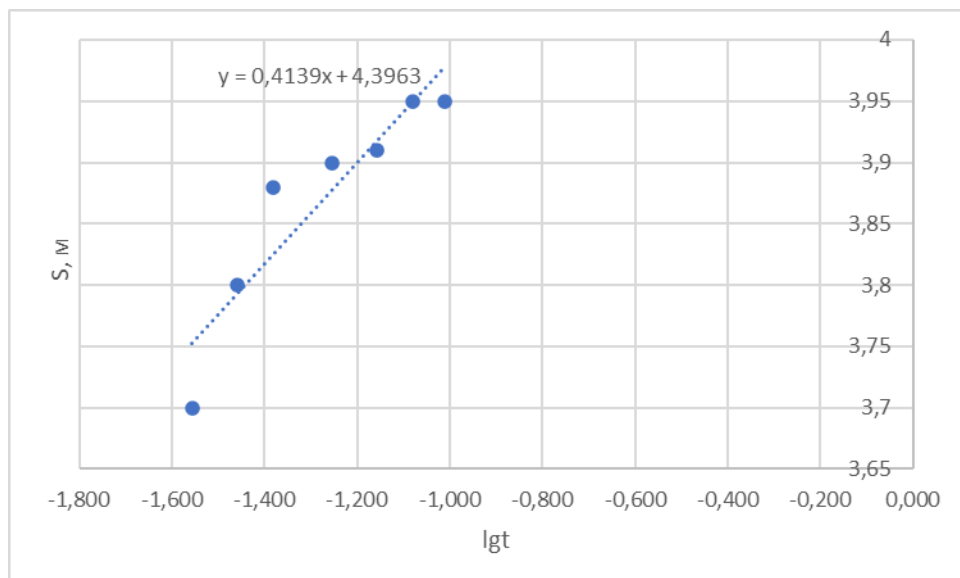
Таблиця 2.3.

Таблиця даних зниження рівня води у свердловині №1211/3

<b>m, м</b>	35,5					
<b>Q, м<sup>3</sup>/добу</b>	468			<b>r, м</b>	136	
<b>дата</b>	<b>t</b>	<b>t, хв</b>	<b>t, доб</b>	<b>lgt</b>	<b>h<sub>дин.</sub>, м</b>	<b>S, м</b>
10.09.2018	10:00	0			44,8	0
	10:01	1	0,0007	-3,158	47,43	2,63
	10:02	2	0,0014	-2,857	48,05	3,25
	10:03	3	0,0021	-2,681	48,02	3,22
	10:04	4	0,0028	-2,556	48,13	3,33
	10:05	5	0,0035	-2,459	48,14	3,34
	10:06	6	0,0042	-2,380	48,11	3,31
	10:07	7	0,0049	-2,313	48,11	3,31
	11:08	8	0,0056	-2,255	48,05	3,25
	10:09	9	0,0063	-2,204	48,11	3,31
	10:10	10	0,0069	-2,158	48,16	3,36
	10:12	12	0,0083	-2,079	47,97	3,17
	10:15	15	0,0104	-1,982	48,03	3,23
	10:20	20	0,0139	-1,857	48,16	3,36
	10:30	30	0,0208	-1,681	48,28	3,48
	10:40	40	0,0278	-1,556	48,5	3,7
	10:50	50	0,0347	-1,459	48,6	3,8
	11:00	60	0,0417	-1,380	48,68	3,88
	11:20	80	0,0556	-1,255	48,7	3,9
	11:40	100	0,0694	-1,158	48,71	3,91
12:00	120	0,0833	-1,079	48,75	3,95	
12:20	140	0,0972	-1,012	48,77	3,95	
12:40	160	0,1111	-0,954	48,8	3,97	
13:00	180	0,1250	-0,903	48,8	4	
13:30	210	0,1458	-0,836	48,8	4	
14:00	240	0,1667	-0,778	48,8	4	
15:00	300	0,2083	-0,681	48,8	4	
16:00	360	0,2500	-0,602	48,8	4	
17:00	420	0,2917	-0,535	48,8	4	
18:00	480	0,3333	-0,477	48,8	4	
11.09.2018	10:00	1440	1,0000	0,000	48,8	4



Мал. 2.4 Графік часового простеження зниження рівня у свердловині № 1211/3



Мал. 2.5 Графік часового простеження зниження рівня у свердловині №1211/3 в межах ділянки з квазіусталеним режимом фільтрації

Таблиця 2.4

Значення коефіцієнтів лінійаризованої формули Тейса

	$A_t$	$C_t$
Параметр	4,3963	0,4139

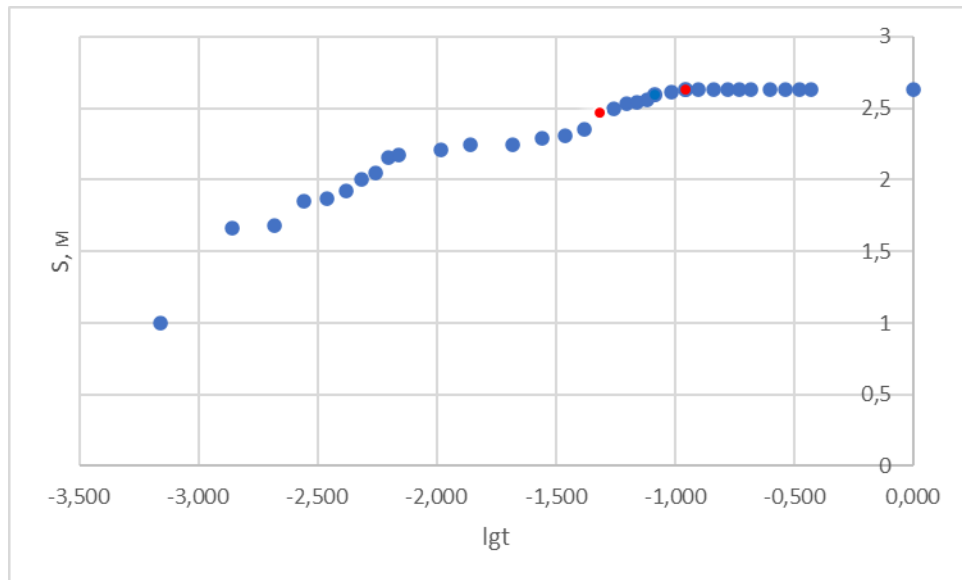
Визначення коефіцієнту водопровідності в умовах дослідних робіт при сталому дебіті свердловини на стадії зниження рівня води у свердловині №1211/3:

$$T = \frac{0,183 \cdot 468}{0,4139} = 206,92 \text{ м}^2/\text{добу}$$

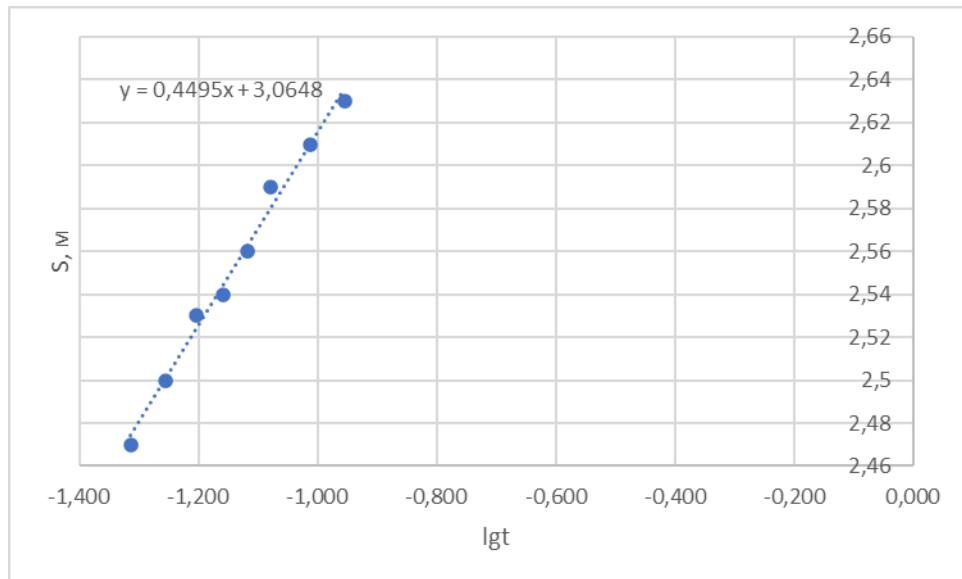
Таблиця 2.5.

Таблиця даних зниження рівня води у свердловині №3210

<b>m, м</b>	39					
<b>Q, м<sup>3</sup>/добу</b>	336		<b>r, м</b>	350		
<b>дата</b>	<b>t</b>	<b>t,хв</b>	<b>t, доб</b>	<b>lgt</b>	<b>h<sub>дин.</sub>, м</b>	<b>S, м</b>
05.09.2018	09:00	0			44,9	0
	09:01	1	0,0007	-3,158	45,9	1
	09:02	2	0,0014	-2,857	46,56	1,66
	09:03	3	0,0021	-2,681	46,58	1,68
	09:04	4	0,0028	-2,556	46,75	1,85
	09:05	5	0,0035	-2,459	46,77	1,87
	09:06	6	0,0042	-2,380	46,82	1,92
	09:07	7	0,0049	-2,313	46,9	2
	09:08	8	0,0056	-2,255	46,95	2,05
	09:09	9	0,0063	-2,204	47,06	2,16
	09:10	10	0,0069	-2,158	47,07	2,17
	09:15	15	0,0104	-1,982	47,11	2,21
	09:20	20	0,0139	-1,857	47,15	2,25
	09:30	30	0,0208	-1,681	47,15	2,25
	09:40	40	0,0278	-1,556	47,19	2,29
	09:50	50	0,0347	-1,459	47,21	2,31
	10:00	60	0,0417	-1,380	47,25	2,35
	10:10	70	0,0486	-1,313	47,37	2,47
	10:20	80	0,0556	-1,255	47,4	2,5
	10:30	90	0,0625	-1,204	47,43	2,53
	10:40	100	0,0694	-1,158	47,44	2,54
	10:50	110	0,0764	-1,117	47,46	2,56
	11:00	120	0,0833	-1,079	47,49	2,59
	11:20	140	0,0972	-1,012	47,51	2,61
11:40	160	0,1111	-0,954	47,53	2,63	
12:00	180	0,1250	-0,903	47,53	2,63	
12:30	210	0,1458	-0,836	47,53	2,63	
13:00	240	0,1667	-0,778	47,53	2,63	
13:30	270	0,1875	-0,727	47,53	2,63	
14:00	300	0,2083	-0,681	47,53	2,63	
15:00	360	0,2500	-0,602	47,53	2,63	
16:00	420	0,2917	-0,535	47,53	2,63	
17:00	480	0,3333	-0,477	47,53	2,63	
18:00	540	0,3750	-0,426	47,53	2,63	
06.09.2018	09:00	1440	1,0000	0,000	47,53	2,63



Мал. 2.6 Графік часового простеження зниження рівня у свердловині № 3210



Мал. 2.7 Графік часового простеження зниження рівня у свердловині №3210 в межах ділянки з квазіусталеним режимом фільтрації

Таблиця 2.6

Значення коефіцієнтів лінійаризованої формули Тейса

	$A_t$	$C_t$
Параметр	3,0648	0,4495

Визначення коефіцієнту водопровідності в умовах дослідних робіт при сталому дебіті свердловини на стадії зниження рівня води у свердловині №3210:

$$T = \frac{0,183 \cdot 336}{0,4495} = 136,8 \text{ м}^2/\text{добу}$$

Підсумково, на досліджуваній ділянці значенням розрахункового параметру – коефіцієнту водопровідності не характерні дуже значні коливання (табл. 2.7).

Таблиця 2.7.

## Значення розрахункового параметру

Параметр	Свердловина №1211/1	Свердловина №1211/3	Свердловина №3210
Коефіцієнт водопровідності (Т), м <sup>2</sup> /добу	216,71	206,92	136,8

В отриманих результатах відмічається подібність геофільтраційних характеристик свердловин 1211/1 та 1211/3, що обумовлюється їх близьким взаєморозташуванням.

## ВИСНОВКИ

Під час роботи була зібрана та проаналізована інформація стосовно геологічних, тектонічних та гідрогеологічних умов досліджуваної ділянки водозабору «Антонов-2» Ірпінського родовища підземних вод у м. Гостомель. Окрім того був виконаний розрахунок одного з базових геофільтраційних параметрів – водопровідності. Оцінка проводилася відносно канівсько-бучацького водоносного горизонту, на основі даних відкачок із трьох свердловин: №1211/1, №1211/3, №3210, які є одиночними, а не представляють собою куц свдловин.

Розрахунок коефіцієнтів водопровідності був виконаний методом часового простеження зміни зниження рівня води (методи Тейса-Джейкоба). Метод був обраний як найбільш раціональний та доцільний до використання в досліджуваній гідрогеологічних умовах.

За отриманими результатами для схеми необмеженого однорідного напірного водоносного пласта при сталому дебіті свердловини на стадії зниження рівня води, коефіцієнт водо провідності для свердловини №1211/1 становив  $216,7 \text{ м}^2/\text{добу}$ , для свердловини №1211/3 –  $206,92 \text{ м}^2/\text{добу}$ , а для свердловини №3210 –  $136,8 \text{ м}^2/\text{добу}$ . Подібність встановлених геофільтраційних характеристик горизонту може бути обумовлено близьким взаєморозташуванням свердловин.

Інші геофільтраційні характеристики в рамках дослідження не визначалися. Зокрема, коефіцієнт п'єзопровідності не був визначений через недосконалість свердловин та їх малий радіус.

Використання геофільтраційних параметрів, зокрема визначеного коефіцієнта водопровідності, є важливим елементом в планування використання питних підземних вод. Відносно досліджуваної ділянки можна зробити висновок, що експлуатація свердловин не призведе до виснаження водоносного горизонту, при сталому дебіті свердловин.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

Безвинний В. П. Структурно-тектонічне районування західної частини Українського щита//Мінеральні ресурси України. – 2005. – № 4. – С. 29–30.

Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР. — Х. : Радянська школа, 1949. — 246 с.

Боревский Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек.- М.: Недра, 1979. – 326 с.

Буян Н.Н., Довженко О.П., Ветров Р.В. «Геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів ділянки водозабору "Антонов-2" Ірпінського родовища питних підземних вод в смт Гостомель Київської області» – 2018. – 102 с.

Буян Н.Н., Довженко О.П., Ветров Р.В. «Геолого-економічна переоцінка експлуатаційних запасів Ірпінського родовища питних підземних вод КП «Ірпіньводоканал» у м. Ірпінь Київської області» – К.: Фонди ДП «Українська геологічна компанія», 2016.

Галецкий Л. С., Горлицкий Б.А., Кипнис Л.А. и др. Геология и металлогения докембрия Украинского щита. Комплект карт (геологическая, геологических формаций, метаморфических фаций, разломно-блоковой тектоники, геохимическая и металлогеническая). Масштаб 1:1000000. Объяснительные записки. Книга 1 – К., 1984. – 150 с.

Жернов И.Е. Динамика подземных вод. – Киев: Вища школа. Головное изд-во, 1982. – 324 с.

Камзіст Ж. С., Шевченко О. Л. Гідрогеологія України. Навчальний посібник.— Київ: Фірма «ІНКОС», 2009. — 614 с. ISBN 978-966-8347-79-5

«Каталог річок України». — К. : Видавництво АН УРСР, 1957. — С. 146. — (№ 2495).

Кирилюк В. П. Про районування та так звані “шовні зони” фундаменту Українського щита (стосовно деяких останніх рішень ранньодокембрійської секції НСК України)//Мінеральні ресурси України. – 2004. – № 4. – С. 27–32.

Климентов П.П., Кононов В.М. Динамика подземных вод – М.: Высшая школа, 1973.

Клюшников М.Н. и др. Отчет геолого-съёмочной партии №14 Правобережной экспедиции о комплексной геолого-гидрогеологической съёмке территории листа М-36-ХІІІ (Киев). Масштаб 1:200 000 – К.: Геоинформ, 1960.

Ковальов О.Б., Матвеев Г.Я. та ін.. Геологічна будова та корисні копалини Київського Наддніпрянщини. Звіт Пошуково-знімальної партії за 1991-1998 р.р. з геологічного довивчення масштабу 1:200 000 території М-36-ХІІІ (Київ) – К.: Геоінформ, 1998

Ковальов О.Б., Матвеев Г.Я., Пастухов В.В. та ін. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш М-36-ХІІІ (Київ) – К.: ПДРГП «Північгеологія», 2001.

Корнеєнко С.В. Методика гідрогеологічних досліджень: підручник. /[Електронний ресурс]. – Режим доступу: [geol.univ@kiev.ua](mailto:geol.univ@kiev.ua), 2015 – 275 с.

Костенко М. М. Щодо геотектонічного районування кристалічного фундаменту українського щита // Мінеральні ресурси України. – 2015. – №4. – С.7-12.

Кошляков О.Є, Мокієнко В.І. Практикум з динаміки підземних вод. – Київ -2006. -77с.

Максимов В.М., Кирюхин В.А., Боровский Б.В. и др.; Справочное руководство гидрогеолога. Т.1,2/- Л.: Недра, 1979

Масляк П.О., Шищенко П.Г. Хрестоматія з географії України. Посібник для вчителя. К.: Генеза, 1994. – 448с.

Мокієнко В.І. Практикум з навчальної дисципліни «Дослідно-фільтраційні випробування» : навчальний посібник / В.І.Мокієнко – К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2014

Орлов О. та ін. Нафтогазопромислова геологія : підручник. 2005. 98 с.

Скабалланович И.А. Методика опытных откачек – М.: Московская правда, 1960.

Стецюк В. В. Рельєф України. Навчальний посібник / Стецюк В. В. — К. : Видавничий дім «Слово», 2010. — 688 с.

Суярко В. Г. та ін. Інженерна геологія (з основами геотехніки): підручник для студентів вищих навчальних закладів — Харків: Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна, 2019. — 278 с.

Ткачук В.Г. Карта естественной защищенности подземных вод Украинской ССР. Масштаб 1:200 000 (Киевская область). Под редакцией В.Г. Ткачук – К.: Мингео УССР, ПГО «Севукргеология», 1986.

Шестаков В.М., Башкатова Д.Н. Техника проведения и методика обработки опытно-фильтрационных работ. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1969.

Шестаков В.М., Мироненко В.А. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. – М.: Недра, 1978.

[Електронний ресурс]–Режим доступу: <https://uk.wikipedia.org> .

[Електронний ресурс]–Режим доступу: <https://earth.google.com>

([Електронний ресурс]–Режим доступу: <https://geografiamozil2.jimdofree.com>).

([Електронний ресурс]–Режим доступу: <https://weatherspark.com>)