

Міністерство освіти і науки України  
Національний технічний університет  
«Дніпровська політехніка»

Геологорозвідувальний

(факультет)

Кафедра гідрогеології та інженерної геології

(повна назва)

**ПОЯСНОВАЛЬНА ЗАПИСКА**  
кваліфікаційної роботи ступеню магістра

(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студентки Бараннік Анастасії Станіславівни

(ПІБ)

академічної групи 103М-18-2

(шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

(код і назва спеціальності)

за освітньою програмою «Гідрогеологія»

(офіційна назва)

на тему Баланс живлення та фільтрації яружно-балкових схилів м. Дніпро, як основа прогнозів зсувних процесів

Керівники	Прізвище, ініціали	Оцінка за шкалою		Підпис
		рейтинговою	інституційною	
кваліфікаційної роботи	Садовенко І.О.			
розділів:	Садовенко І.О.			
Загальний	Садовенко І.О.			
Спеціальний	Садовенко І.О.			
<b>Рецензент</b>	Довбніч М.М.			
<b>Нормоконтролер</b>	Загриценко А.М.			

Дніпро

2019

**ЗАТВЕРДЖЕНО:**

завідувач кафедри

гідрогеології та інженерної геології

(повна назва)

Рудаков Д.В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

« \_\_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2019 року

**ЗАВДАННЯ**  
**на кваліфікаційну роботу**  
**ступеню \_\_\_\_\_ магістра**

(бакалавра, спеціаліста, магістра)

студенту Бараннік Анастасії Станіславівні академічної групи 103М-18-2

(прізвище та ініціали)

(шифр)

спеціальності 103 Науки про Землю

за освітньою програмою «Гідрогеологія»

на тему Баланс живлення та фільтрації яружно-балкових схилів м. Дніпро, як

основа прогнозів зсувних процесів

затверджену наказом ректора НТУ «Дніпровська політехніка» від 21.11.19 №2147-Л

Розділ	Зміст	Термін виконання
Загальний	<i>Обґрунтована актуальність дослідження фільтраційних процесів, що формують стійкість придніпровських схилів, ускладнених яружно-балковою мережею. Сформульовані детальні задачі дипломної роботи, які підлягають вирішенню для досягнення поставленої мети.</i>	14.10.2019- 21.10.2019
Спеціальний	<i>Досліджені механізм деградації льосових масивів під дією інфільтраційного та техногенного живлення. Виконані стабілометричні дослідження і встановити параметричну межу фільтраційної інверсії. Удосконалений прогноз стійкості льосових масивів на основі їхнього енергетичного балансу. Обґрунтовані заходи протидії зсувам яружно-балкових схилів.</i>	22.10.2019 10.12.2019

**Завдання видано**

(підпис керівника)

Садовенко І.О.

(прізвище, ініціали)

**Дата видачі**

14.10.2019

**Дата подання до екзаменаційної комісії**

11.12.2019

**Прийнято до виконання**

(підпис студента)

Бараннік А.С.

(прізвище, ініціали)

## РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка: 91 с., 30 рис., 6 табл., 29 джерел.

ЛАНДШАФТОУТВОРЕННЯ, ЯРУЖНО-БАЛКОВА МЕРЕЖА, СХИЛ,  
ЛЬОСОВИЙ МАСИВ, ДЕГРАДАЦІЯ, ПОТЕНЦІАЛ, СТІЙКІСТЬ

*Об'єкт досліджень* процеси формування стійкості масивів яружно-балкової мережі.

*Предмет досліджень* параметри живлення та фільтрації у яружно-балкових схилах м. Дніпро та вдосконалення прогнозів їх стійкості.

*Метою роботи* є детальний аналіз балансу живлення та фільтрації у масивах яружно-балкових схилів, як головного фактору формування зсувів і подальшого вдосконалення методики оцінки та запобігання цим процесам на природних схилах м. Дніпро.

*Методи досліджень.* Системний аналіз попередніх досліджень, лабораторні випробування ґрунтів, аналітичні розрахунки попередніх досліджень, чисельне моделювання фільтраційних та зсувних процесів в конкретних умовах.

*Наукова новизна* роботи полягає у встановленні закономірностей ландшафтоутворення фільтраційних та деформаційних процесів з вдосконаленням прогнозу стійкості яружно-балкових схилів.

У вступі обґрунтована актуальність дослідження фільтраційних процесів, що формують стійкість придніпровських схилів, ускладнених яружно-балковою мережею, характерною для території м. Дніпро. Загальна частина роботи містить аналіз фізико-геологічних факторів, що формують ландшафт будь-якої території та визначають особливості впливу (динаміки берегової лінії, абразії, ерозійного та площинного розмиву поверхні, дефляції, температурних змін) на розвиток яружно-балкової системи.

У спеціальній частині представлені дослідження механізму деградації льосових масивів під дією інфільтраційного та техногенного живлення. Для цього були проведені стабілометричні дослідження.

*Практична цінність* полягає у вдосконаленні прогнозу стійкості льосових масивів яружно-балкових схилів, що є основою прийняття технічних рішень зі стабілізації геотехнічного стану територій.

*Соціально-економічний ефект* полягає у попередженні збитків від зсувних процесів та захисту будівель в процесі їх експлуатації.

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
1. АНАЛІЗ СТАНУ ДОСЛІДЖЕНЬ СУЧАСНИХ ФІЗИКО-ГЕОЛОГІЧНИХ ТА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ.....	8
1.1 Характеристика процесів переробки берегів водосховищ і річок....	9
1.2 Перенос наносів у підводній частині водойм.....	16
1.3 Переміщення гірських порід на берегових схилах.....	19
1.4 Чинники вітрової та водної ерозії ґрунтів.....	21
1.5 Вплив термічних деформацій гірських порід.....	25
2. МЕХАНІЗМ ТЕХНОГЕННОЇ ГІДРОГЕОМЕХАНІЧНОЇ ДЕГРАДАЦІЇ ЛЬОСІВ.....	29
2.1. Закономірності ослаблення структурної міцності льосових порід і обґрунтування енергетичної моделі їх стійкості при техногенному навантаженні.....	29
2.2. Механізм суфозійних і ерозійних деформацій льосових порід.....	40
2.3 Енергетична модель стійкості льосових масивів і методика прогнозування зсувів.....	47
3. ТЕХНОГЕННІ УМОВИ РЕЖИМУ ПІДЗЕМНИХ ВОД – ЯК ОСНОВНИЙ ФАКТОР АКТИВІЗАЦІЇ ЗСУВНИХ ПРОЦЕСІВ.....	53
3.1 Математична і фізична основа чисельного моделювання гідродинамічних процесів.....	53
3.2 Адаптація моделі до об'єкту і прогноз рівневого режиму підземних вод.....	57
3.3 Гідродинамічні зміни післязсувного періоду.....	62
4. ОБҐРУНТУВАННЯ РЕКОМЕНДАЦІЙ З ЛІКВІДАЦІЇ ЛОКАЛЬНИХ ТЕХНОГЕННИХ ЗАГРОЗ.....	68
4.1 Оцінка умов формування та розвитку суфозійних процесів.....	68

4.2	Аналіз	результатів	обстеження	
	території.....			73
	Висновки.....			84
	ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....			87
	Додаток А.....			90
	Додаток Б.....			91



# КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

## ВСТУП

Яружно-балкова мережа є характерною для багатьох територій України. Під дією атмосферних опадів, вітрових течій, гідрологічних процесів, коливань температури, сезонного промерзання ґрунту, утворюються ерозійні форми у вигляді ярів та балок. Також подібні процеси виникають через господарську діяльність людини у вигляді підрізання схилів, облаштування комунікаційних мереж, підземного та поверхневого будівництва в т.д.. На території м. Дніпро дія техногенних та природних чинників активізується і розвивається в комплекс небезпечних екзогенних процесів, що призводять до зсувів та інших інженерно-геоморфологічних явищ.

Зсуви – це процес зміщення і відриву на схилі частини масиву гірських порід. З часом утворюється стінка відриву і зберігається контакт із нерухомою частиною схилу. Зсуви виникають на схилах річкових долин, у горах, на схилах берегів морів, в яружно-балкових мережах, а також на схилах, в будові яких перешаровуються водотривкі (глинисті) і водоносні (піщанисті) породи.

Активізація зсувів (початок або продовження зсувного процесу) виникає внаслідок замочування глинистих порід, збільшення ухилу поверхні схилу, впливу сейсмічних поштовхів, будівельної та господарської діяльності та інше.

Дніпропетровська область містить багато зсувонебезпечних територій, площа яких на сьогоднішній день складає близько 145 км<sup>2</sup>. А найчастіше ці території складені льосовими ґрунтами, які характеризуються специфічними властивостями, такими як: низька водостійкість, мала вологість та висока пористість.

З такими властивостями ґрунтів, розповсюдження зсувних процесів в межах України, складає близько 60%. На ділянках, які вже забудовані, виникає втрата зі стійкості лесових масивів в зв'язку з численними витокami з водопровідних комунікацій, порушенням норм експлуатації будівель та споруд, підтопленням територій, відсутністю дренажних систем та інше.

Для того, щоб повністю та сучасно оцінити підхід до будівництва на лесових ґрунтах, необхідно вивчати геомеханічні та фільтраційні процеси масиву в різноманітних умовах, суміщення природних та техногенних факторів з подальшим вдосконаленням методики розрахунку параметрів стійкості, особливо на ділянках яружно-балкових схилів.

Мета роботи полягає в детальному аналізі балансу живлення у масивах яружно-балкових схилів, як головного фактору формування зсувів і подальшого вдосконалення методики для оцінки та запобігання цим процесам на природних схилах м. Дніпро.

Детальні завдання полягають у наступному:

- 1) Визначити стан дослідженості фізико-геологічних явищ, які формують геоморфологію придніпровських схилів та оцінити стан розробок у протидії переміщенням ґрунтових масивів.
- 2) Оцінити інженерно-геологічні, геоморфологічні та гідрогеологічні умови яружно-балкових схилів м. Дніпро.
- 3) Виконати аналіз чинників, які впливають на стійкість масивів та визначають втрату їх несучих властивостей.
- 4) Виконати аналітичне та чисельне моделювання фільтраційних та зсувних процесів у масивах яружно-балкових схилів.
- 5) Розробити рекомендації з інженерної протидії зсувним процесам на конкретній ділянці.

# 1. АНАЛІЗ СТАНУ ДОСЛІДЖЕНЬ СУЧАСНИХ ФІЗИКО-ГЕОЛОГІЧНИХ ТА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ ФОРМУВАННЯ РЕЛЬЄФУ

Сукупність фізико-геологічних, геодинамічних та інженерно-геологічних процесів на може бути схематизована у загальному вигляді на рис. 1.1.

## КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ



Рисунок 1.1 – Схематизація інженерно-геологічних та геодинамічних процесів

Згідно результатів попередніх досліджень, серед найбільш впливових чинників, що визначають сучасну геодинаміку та зміни інженерно-геологічного і геоморфологічного стану земної поверхні, слід детально розглянути такі процеси, як абразія, осипи та обвали великих за обсягами ґрунтових масивів внаслідок вивітрювання, зсувні процеси, що активізуються



через руйнування нижньої частини берегових схилів в результаті абразії. Водна і вітрова ерозія, термічні деформації гірських порід сприяють активізації вищезгаданих процесів.

### 1.1 Характеристика процесів переробки берегів водосховищ і річок

У відповідності до системних досліджень переносу наносів на дні водоймищ, абразійно-акумуляційні процеси є проявами складних перетворень механічної та теплової енергії у трансформованій береговій зоні (рис. 1.2). Детальна характеристика гідродинамічних чинників абразії викладена у багатьох роботах [21, 24].

Стійкість берегової лінії в значній мірі визначається обмежувачими чинниками та морфологією. До перших з них, зовнішніх за походженням, відносять межі берегової зони, сформовані тектонічними рухами за всю геологічну історію. Морфологія берегової зони, у першу чергу її загальна будова, сформована в процесі обміну енергії, належить до внутрішніх чинників.

Частина енергії, що надходить до берегової зони, прямо чи опосередковано, витрачається на генерацію вторинних течій та хвиль, частина – на переміщення уламкового матеріалу. Після низки перетворень механічна енергія частково переходить до теплової в результаті дисипації гідродинамічними та атмосферними рухами.

Акумуляція наносів може проходити через утворення періодичних мікро-, мезо- та макроформ в береговій зоні. Накопичення матеріалу без абразійних процесів за її межами можливо, як правило, для дрібнозернистих фракцій. За певних умов можливий не лише змив уламкового матеріалу, а й руйнування корінних порід. Під час цього формуються кліфи, а також штормові платформи перед ними – бенчі. Швидкість процесів залежить від доступності берегових обривів хвилям.

До основних причин формування кліфів відносять корозію, коразію, стирання та гідравлічний вплив. Корозія пов'язана у першу чергу з хімічним вилуговуванням порід, що містять вапняки, а її швидкість визначається кінетикою відповідних реакцій. Коразія найбільш розвивається при переміщенні піску та гальки по поверхні скелястих порід. Враховуючи обривистий характер берегу з мінімальною кількістю піщано-галечникових відкладів, а також хімічний склад порід з відносно невеликим вмістом кальцію, можна вважати ці два чинники несуттєвими з точки зору загрози руйнування берегу.



# КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

Зовнішні гідродинамічні чинники:  
Вітрові хвилі, брижі, довгі хвилі, усталені течії,  
надходження наносів, обмежуючі (геологічні чинники)

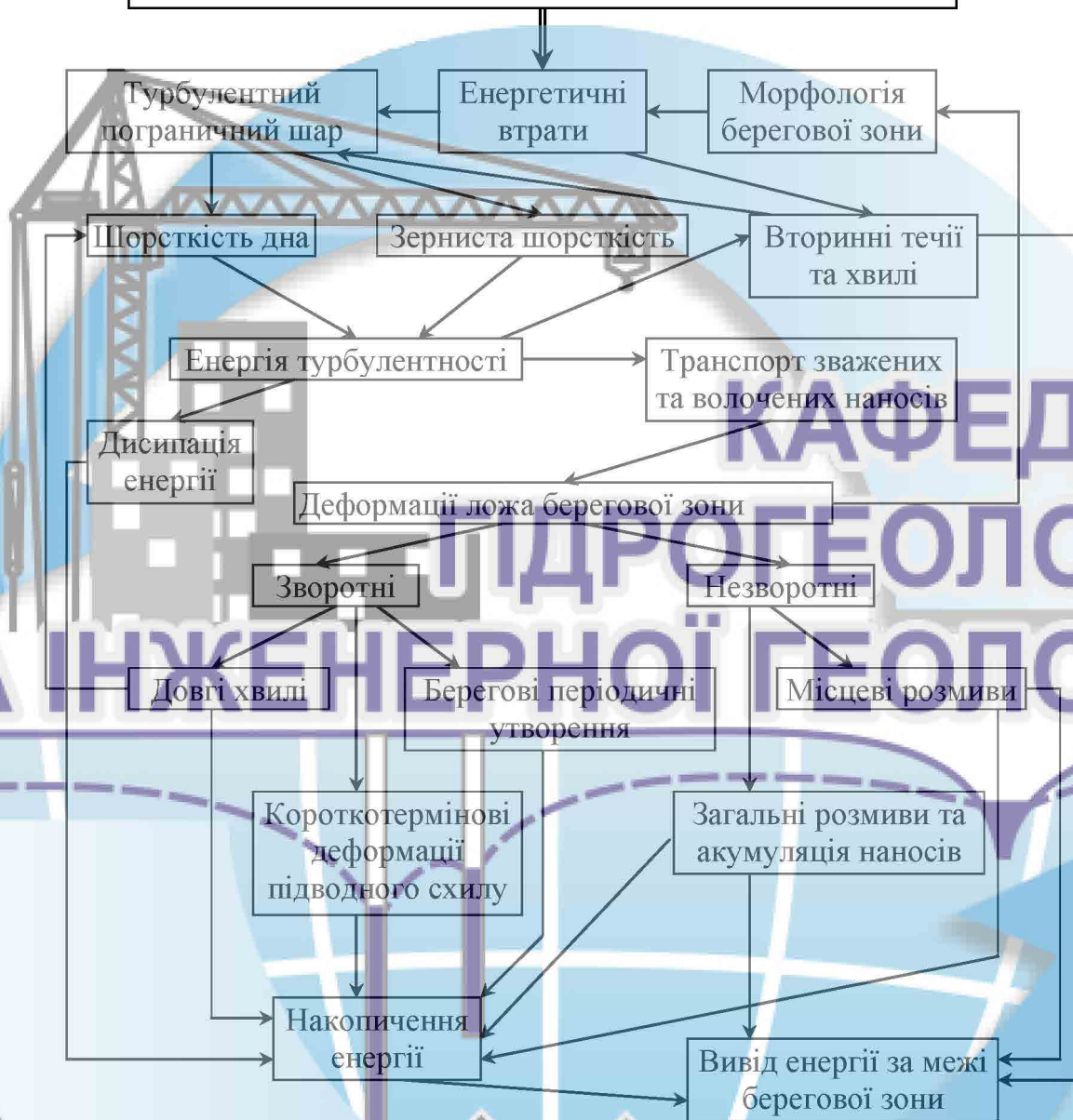


Рисунок 1.2 – Основні чинники та прояви абразійно-акумуляційних процесів у береговій зоні

Стирання уламків за рахунок тертя на поверхні скель, та особливо, гідравлічна дія води під час штормів становлять основну загрозу стійкості берегової лінії, складеної корінними породами. Різкі зміни гідравлічного тиску під час удару хвиль спричиняють значне зростання тиску тимчасово замкненого повітря у тріщинах. Згідно емпіричної формули Жіларда, наведеної у [21], зростання тиску  $p_w$  під час удару хвилі може бути оцінено як

$$p_w = 1.31(C + V_{\max})^2 \rho / 2g, \quad (1.1)$$

де  $C$  – швидкість хвилі,

$V_{\max}$  – орбітальна швидкість води у гребні хвилі,

$\rho$  – густина води.

Для хвиль висотою 3.3 м, що можуть часто виникати під час штормів на Чорному морі, тиск  $p_w$  становить понад 5000 кг/м<sup>2</sup>. Слід зазначити, що такий тиск, згідно результатів вимірювань, триває звичайно не довше 10<sup>-2</sup> с. Довгі хвилі з такою енергією можуть вибивати окремі уламки зі скелястого берега, але, у разі накопичення валунів перед лінією берега швидкість абразії суттєво уповільнюється.

Сумарна енергія  $E$  хвилі може визначатись за формулою [24]

$$E = \frac{1}{8} h^2 L, \quad (1.2)$$

де  $h$  та  $L$  – висота та довжина хвилі.

Енергія вітрових хвиль визначається, головним чином, довжиною розгону та швидкістю вітру, а також його тривалістю. Параметри енергії хвилі у співвідношенні (1.2) можуть бути визначені за формулою Бергена [24]

$$h = \frac{w/3}{(1 + 6.7/D)(1 + 1.86/t)}, \quad L = \frac{12.34w}{(1 + 47.9w/D)(1 + 13.31/t)}, \quad (1.3)$$

де  $t$  – час розгону хвилі, годин,

$w$  – швидкість вітру, м/с,

$D$  – довжина розгону, км,

Згідно В.Г. Андреянову [1]

$$h = 0.0208w^{5/4} D^{1/3}, \quad E = 0.304wD^{1/2}, \quad (1.4)$$

ці залежності прийнятні до умов водосховищ.

Для значної довжини розгону хвиль можуть бути використані й інші формули, наприклад, формули П.А. Кузнецова, але вони не враховують важливий параметр швидкості вітру.

Робота хвиль проявляється у більшій мірі на глибинах  $0.5L$ . Це узгоджується з фактичними даними щодо впливу штормових хвиль на дно, вплив на підводний схил починається з глибин до 30-40 м, а переміщення гальки, яка стирає дно – з глибин до 5-7 м.

Руйнування хвилі, як правило, відбувається на глибинах, що дорівнюють її висоті. Тому на мілких берегах сила удару значно зменшується. Ця закономірність має бути врахована при визначенні небезпечних для руйнування ділянок берега.

Максимальна сила удару хвилі припадає на позначку рівня моря у спокійному стані, а зона максимуму тиску – на глибині, що приблизно дорівнює половині висоті хвилі. Теоретично сила горизонтального удару дорівнює

$$P = \rho v^2 / g, \quad (1.5)$$

а фактичні значення при штормах, наприклад, на чорноморському узбережжі Кавказу досягали  $5-11 \text{ тс/м}^2$  в окремих випадках. Слід зазначити, що пікові значення  $P$  тривалістю до  $10^{-2}$  с можуть бути у кілька разів вище, що треба враховувати при кількісному оцінюванні силового впливу на підніжжя берегового схилу.

Швидкість руйнування берегу може бути оцінена на основі статистично-балансового або енергетичного підходів. Порівняльний огляд методів прогнозування абразії, зокрема, найчастіше застосовуваних на практиці методів Г.С. Золотарьова та Є.Г. Качугіна зроблено у [24]. Метод Г.С. Золотарьова передбачає урахування гідрологічних, геоморфологічних та геологічних даних з певною геометричною деталізацією, використання емпіричних співвідношень і проведення кількох циклів обчислень.

Методика Є.Г. Качугіна заснована на природній закономірності затухання абразії з часом, підтвердженої статистичними даними, яка записується у вигляді степеневі залежності:

$$Q = Q_0 t^b, \text{ або } Q = EK_r K_0 t^b, \quad (1.6)$$

де  $Q$  – кількість кубометрів розмитої породи на погонний метр берега,

$t$  – час розмиву, років,

$Q_0$  – те саме, що й  $Q$ , але за перший рік розмиву,

$E$  – середня енергія хвилювання у даному пункті, тс·м,

$K_r$  – коефіцієнт розмиву гірських порід,

$K_0$  – коефіцієнт урахування висоти берегу,

$b$  – параметр затухання розмиву,  $b=0.9$  для глибоких берегів,  $b=0.45$  – для невеликої ширини мілини,  $b=0.7$  у середньому. На основі обробки статистичних даних визначені параметри формули (1.6) для Камських водосховищ з довжиною розгону хвиль кілька кілометрів, що складають  $a=2.58$ ,  $b=0.907$ .

Певною перевагою формул (1.6) є використання параметру початкового розмиву  $Q_0$ , що є прийнятним для водосховищ.

Переробка берегів супроводжується формуванням абразійних терас з незначним ухилом (як правило, до 1:50) і невеликою опуклістю. В.В. Лонгінов запропонував формулу для визначення кута нахилу абразійної тераси  $\gamma$

$$\text{tg } \gamma = (H_0 + c)/L, \quad (1.7)$$

де  $H_0$  – локальна глибина,

$c$  – коефіцієнт, що залежить від місцевих умов.

Вирівнювання тераси відбувається за рахунок руху піску та малих уламків, викликаних хвилями, після чого більшого значення набуває площинна ерозія. Типові зони берегової та підводної абразії, за різними оцінками, не заглиблюються більше ніж кілька десятків метрів, хоча

найбільш інтенсивно процеси трансформації дна і переміщення наносів відбуваються на глибинах до 10 м.

На основі обробки натурних даних були запропоновані рівняння профілю рівноваги для берега, що розмивається. Практично усі рівняння визначають опуклий донизу профіль дна, що характеризується степеневою залежністю виду  $y = kx^m$ , де  $m$  – емпіричний коефіцієнт.

В роботі [13] на основі аналітичних досліджень сформульована система рівнянь для визначення профілю рівноваги галькової мілини в умовах вітрового хвилювання. Рівняння рівноваги гальки на підводному схилі записується у вигляді:

$$0,5\rho v_m^2 s c_x - mgf \cos\alpha + mg \sin\alpha = 0, \quad (1.8)$$

де  $v_m$  – максимальна швидкість води, що обтікає гальку при зворотному русі,

$m = 1/6 d_1^2 d_2 (\rho_1 - \rho)$  – маса гальки,

$d_1, d_2$  – її найбільший та найменший розміри,

$\rho_1$  та  $\rho$  – густина матеріалу гальки та води,

$\alpha$  – крутизна мілини,

$f$  – коефіцієнт тертя,

$c_x$  – коефіцієнт гідродинамічного спротиву гальки потоку води,

$s = 1/6 d_1 d_2 \xi$  – площа поперечного перетину гальки, коефіцієнт  $\xi < 1$

враховує часткове занурення гальки в дно.

Рівняння (1.8), яке містить невизначені параметри  $\alpha$  та  $v_m$ , необхідно розв'язувати чисельно у системі з рівняннями руху Сен-Венана та нерозривності.

Також у [13] на основі статистичного узагальнення великого обсягу виборок натурних спостережень пропонується формула профілю дна

$$y^2 = -\sqrt{\rho_s} dh^{3/2} x, \quad (1.9)$$

де  $x, y$  – поточні координати,

$\rho_s$  – густина наносів у воді,

$d$  – діаметр часток наносів мм,

$h$  – висота хвилі, м.

Параболічний профіль дна за формулою (1.9) подібний до відомого співвідношення, одержаного М.Є. Кондратьєвим [22]

$$x = -\frac{y^2}{k} - \frac{y}{m_1}, \quad k = \frac{2y_0 m_0 m_1}{m_1 - m_0}, \quad (1.10)$$

де  $m_1$  – ухил пляжу,

$m_2$  – ухил мілини при фіксованій глибині  $y_0$ .

Певна частина дослідників [22], зважаючи на сезонні зміни форми дна, відкидають можливість існування профілю рівноваги. Слід зазначити, що для скелястого дна є можливим визначити відносно усталені профілі і оцінювати їхню стійкість. При цьому слід зважати на вплив течій уздовж берега, що суттєво корегують розрахункові схеми подовжнього переміщення наносів.

Крутизна профілю рівноваги залежить від крупності часток та уламків.

Збільшення розміру часток робить підводний схил більш пологим, а крупніші частки осідають на глибших позначках дна. Про надходженні грубого матеріалу з берега на схил дна профіль висувається без значної зміни форми, тоді як дрібний матеріал змінює вид профілю. Періоди інтенсивного розмиву пов'язуються із зимовими штормами, а відкладення – з літніми періодами слабких та помірних хвиль.

Виходячи з результатів натурних та лабораторних досліджень, група американських учених віднесла до визначальних чинників розмиву берега крутизну хвилі – відношення висоти до її довжини. Для хвиль з крутизною понад 0.025 (за іншими даними 0.03), що більш характерні для зимового періоду, переважають процеси розмиву берегового валу, виносу матеріалу до нижньої частини схилу та формування підводних валів. Літні хвилі крутизною до 0.025, переважно до 0.02 формують береговий вал, повертають матеріал до верхньої частини схилу, згладжують підводні вали. Певна



нечіткість цього критерію пов'язана, певно, із залежністю цього параметру від крутизни схилу.

Слід зазначити, що зростання крутизни хвилі прямо пов'язано зі збільшенням більш загального параметру – її питомої енергії. Ця величина визначається також з урахуванням швидкості вітру, який найбільше проявляється для пологих хвиль, типових для літніх місяців. Вітер може формувати протитечі в береговій зоні, і корегувати процеси абразії та акумуляції наносів. Разом з тим, до цього часу ще не достатньо вивчений вплив зміни типів хвилювання та роль «перехідних режимів» і диференціації типів хвилювання на накопичення наносів на дні.

Серед геоморфологічних чинників, що визначають інтенсивність абразійно-акумуляційних процесів, слід відзначити: наявність та вертикальну потужність пляжів, обриси берегової лінії в плані, експозицію щодо домінуючих вітрів, хвилювання та розгону хвиль, тип берега (високий чи низький), склад порід, рельєф дна. Також перебіг цього процесу залежить від висоти припливів, зміни рівня водосховища, переміщень наносів уздовж берега течіями, наявності та характеру штучних споруд.

Швидкість абразії не є сталою величиною. Під час шторму за декілька годин можуть відбутись такі руйнування берегу і трансформація дна, що перевершать зміни за декілька років. Катастрофічний шторм на Чорному морі восени 1948 р. спричинив повсюдний розмив пляжів та змінив профіль дна на значній частині узбережжя. Аналогічні факти наводяться й у інших дослідженнях [21]. Слід зазначити, що поняття «середня швидкість абразії» більше стосується берегів, складених пухкими породами, які розмиваються навіть без сильних штормів. Для скелястих берегів швидкість відступу берегової лінії некоректно розглядати як неперервний процес.

## 1.2 Перенос наносів у підводній частині водоєм

Абразія берегової лінії супроводжується підводними переміщеннями наносів уздовж берегів. Найсприятливіші умови руйнування та розмиву берегу виникають при сильних течіях, що зумовлюють від'ємний баланс наносів. Це явище найбільш типове для мисів, хоча рівна берегова лінія також є нестійкою. Перенос наносів паралельно берега є не менш визначальним чинником, ніж подовжній, хоча для нього недостатньо експериментальних робіт та теоретично обґрунтованих концепцій, що обумовлено складністю спостережень та відтворення явищ у лабораторних умовах. Під впливом лише подовжніх хвиль має встановитись певна лінія рівноваги берега, тоді як паралельний до берега потік виносить ґрунтовий матеріал у відкрите море без компенсації, що створює постійний дефіцит наносів.

Складність цього процесу, його пов'язаність з подовжнім переносом спрямувала дослідників в останній час на математичне моделювання. Основними параметрами є кут підходу хвилі та течії до берега. Аналізуючи рухи води та наносів при переміщеннях під різним кутом, В.П. Зенкович прийшов до висновку, вірному для волочених наносів, про паралельний до берега рух часток в полі сил тяжіння та сил хвильового потоку.

Переважаючий рух уздовж берега над іншими є характерним для наносів, представлених, в основному, галькою. Галька та невеликі валуни розміром до 40 см інтенсивно заносять заливи в умовах високих хвиль періодом 20 с, що підходять до берега під кутом 0.1-0.15. Основний потік гальки рухається на позначках від -6 до +3 м, тоді як пісок здіймається на висоту до 7 м. Високі швидкості переміщення гальки (до 200 м/год) під час штормів на спостерігались.

В деяких роботах пропонується керувати потоком наносів уздовж берега, виходячи зі змін похідної від їхньої витрати. Ділянкам розмиву відповідають джерела надходження наносів, ділянкам акумуляції – стоки. У такому разі регулювання потоку уздовж берега полягає у розміщенні захисних споруд у місцях, що є потенційними стоками.

Для розрахунку потоку наносів запропонована ціла низка формул (табл. 1.1), в яких враховані чинники висоти та крутизни хвилі, складу наносів. Подібність всіх «вітрових» формул визначається пропорційною залежністю витрати  $Q$  від швидкості вітру або висоти спричинених ним хвиль, їхніми особливостями є врахування місцевих умов та складу наносів.

Таблиця 1.1 Формули для розрахунку потоку наносів від вітрових хвиль

Формула	Автор
$Q = \kappa w^2 p \sqrt{D} \sin \alpha$	Мунх-Петерсен
$Q = \kappa w^3 p^3 \sqrt{D} \sin \alpha \cos \alpha$	Р.Я. Кнапс
$Q = \kappa w^3 p^3 \sqrt{D} f(\alpha, i)$	І.А. Правоторов
$Q = \kappa h^4 p \sin \alpha \sin(\alpha + 60^\circ) \cos(\alpha - 60^\circ)$	П.І. Сломянко

Тут  $p$  – повторюваність вітрів даного напрямку,

$\alpha$  – кут, такий що  $(90^\circ - \alpha)$  є напрямком вітру,

$\kappa$  – емпіричний коефіцієнт

$i$  – ухил берегу.

В загальному випадку при розрахунку переносу наносів уздовж берега слід враховувати фактичну неусталеність берегової лінії, що змінюється після кожного шторму. Однак, для скелястих берегів чинник неусталеності не відіграє суттєвої ролі на більшій частині узбережжя. Зважаючи на складність процесу, його нелінійний характер, в останній час нестационарний рух наносів розраховується на основі гідродинамічних моделей.

Вони дозволяють прогнозувати перенос наносів та деформації дна з урахуванням компенсаційних течій, енергетичних втрат потоків, що містять наноси, початкових умов розмиву дна, критичних швидкостей, перевищення яких супроводжується розмивом дна, переносу наносів хвилями, нестационарного та стрибкоподібного характеру трансформацій дна після штормів. Детальний кількісний аналіз цих процесів на сучасному рівні

здійснюється переважно методами математичного моделювання шляхом чисельного розв'язання рівнянь Нав'є-Стокса для різних форм дна, стану поверхневого шару води, параметрів хвиль тощо. Слід зазначити, що згадані вище гідродинамічні процеси не роблять вирішального впливу на стійкість надводної частини.

### 1.3 Переміщення гірських порід на берегових схилах

Шарувата структура порід, відокремлення великих конгломератів прошарками глин, які піддаються деформаціям при зміні вологості та термодинамічного стану, підвищують ризики активізації таких негативних інженерно-геологічних процесів, як зсуви, осипи й обвали. Незначний поверхневий шар ґрунту не можна вважати надійним буфером щодо атмосферної вологи, яка інфільтрується до глибин 15-20 м. Вивітрювання підніжжя схилів, підсилене абразією, знижує стійкість берегу. Тому основною задачею інженерно-геологічного аналізу є прогнозування стійкості схилів з належним урахуванням нахилу шарів, тріщинуватості, форми профілів тощо.

На цей час розроблені декілька наближених методів кількісної оцінки стійкості схилів. Аналітичні методи, розроблені В.В. Соколовським, М.М. Масловим, Терцагі, та інші [8, 29], що базуються на припущенні щодо однорідності порід схилу, не відповідають умовам інженерно-геологічної ситуації на острові.

Більш прийнятним є метод розрахунку коефіцієнту запасу по круглоциліндричним площинам сковзання, що дозволяє врахувати неоднорідність ґрунтів та вплив зовнішніх чинників (сейсмічні та гідродинамічні сили). Вважається, що обвал (зсув) може статись уздовж певної поверхні, яку приймають у вигляді дуги кола, хоча іноді можлива її апроксимація відрізками прямих. Виходячи з умови статичної рівноваги, коефіцієнт запасу визначається за формулою [8]:

$$k_3 = \int_{x_1}^{x_2} (\sigma'_n \operatorname{tg} \varphi + c) \frac{dx}{\cos \alpha} \bigg/ \int_{x_1}^{x_2} \frac{\tau_s dx}{\cos \alpha}, \quad (1.11)$$

де  $\sigma'_n$  – горизонтальні координати граничних точок схилу,

$\tau_s$  – ефективна нормальна напруга на площадці сковзання,

$\varphi$  – кут внутрішнього тертя,

$c$  – зчіплення,

$\alpha$  – кут нахилу площини сковзання.

Слід зауважити, що використання формули (1.11) навіть при належній дискретизації схилу потребує ретельного обґрунтування, зважаючи на невизначеність положення площин сковзання, горизонтальну дискретизацію, та тертя між великими конгломератами при сковзанні. Разом з тим, метод дає можливість інтегральної кількісної оцінки стійкості схилів, потенційно небезпечних відносно зсувів.

Найбільш загальним є метод чисельного моделювання напружено-деформованого стану гірського масиву, який традиційно реалізується на основі дискретизації вертикального перерізу схилу скінченими елементами [28]. Результати моделювання дозволяють оцінити зони небезпечних деформацій та рухів ґрунту до берега.

Виконання прогнозів стійкості берегових схилів з використанням будь-якого з методів потребує визначення наступних параметрів: 1) положень ділянок, найбільш критичних до можливих зсувів; 2) структури порід на цих ділянках, особливо кутів залягання шарів, тріщинуватості, та положень потенційних площин сковзання; 3) характеристик міцності порід, зокрема, їх змін при насиченні, в умовах фільтрації або в процесі тривалого вивітрювання, 4) додаткові чинники, зокрема, вплив прибою на підніжжя схилів.

Головними параметрами обвалів та осипів є довжина відльоту уламків, ширина зони переміщення та акумуляції і максимальна швидкість. Згідно схеми Є.К. Гречищева, основаної на геометричних та динамічних

співвідношеннях, дальність відльоту  $x$  при обвалах визначається за формулою

$$x = \frac{v^2 \sin \beta}{g} \left( \sqrt{\cos^2 \beta - \frac{2gH}{v^2}} - \cos \beta \right) - H \operatorname{ctg} \alpha, \quad (1.12)$$

де  $H$  – висота падіння уламків,

$v$  – швидкість падіння, яка, згідно дослідів, є в 3-4 рази меншою, ніж швидкість вільного падіння,

$\beta$  – початковий кут при відльоті уламка,

$\alpha$  – кут (крутизна) схилу.

Згідно розрахунків, у тому числі за формулою (1.12), швидкість падіння з висоти обриву 20 м може сягати 10 м/с, а дальність відльоту – декількох метрів, що локалізує уламки в межах берегового схилу.

#### 1.4 Чинники вітрової та водної ерозії ґрунтів

Прогнозування ерозійних процесів стосується, головним чином, незначного за потужністю шару, що складається переважно з щільних глинистих ґрунтів. Але важливість цих процесів визначається тією захисною роллю, яку відіграє цей шар щодо уповільнення вивітрювання корінних порід.

Інтенсивність змиву ґрунту поверхневим стоком визначається розмиваючими швидкостями течій, що утворюються під час та після атмосферних опадів. На цей час існує низка моделей поверхневого стоку, що засновані на балансовому підході з використанням емпіричних коефіцієнтів [3], формулах гідравліки відкритих русел, або на розв'язках диференціальних рівнянь Сен-Венана. Результати розрахунків дозволяють оцінити швидкості поверхневої течії, що необхідно для визначення швидкостей, перевищення яких супроводжується зривом та переносом часток ґрунтів.

В рамках першого підходу було запропоновано декілька формул. Згідно наведеного у [17] виразу, швидкість течії води на схилі визначається як

$$v = 9,3 \sqrt{r \sigma x m \sqrt{I} / n_r}, \quad (1.13)$$

де  $r$  – інтенсивність опадів,

$\sigma$  – коефіцієнт стоку, відношення об'єму стікаючої води до об'єму опадів,

$x$  – довжина схилу,

$m = F_b / F$ ,  $F$  та  $F_b$  – загальна площа схилу та його частина, вкрита водою,

$n_r$  – шорсткість поверхні землі,

$I$  – гідравлічний градієнт.

Слід зазначити, що навіть за умов коректних припущень при виведенні подібних формул величини емпіричних коефіцієнтів потребують обґрунтування та адаптації до місцевих умов, що ускладнює застосування теоретичних результатів стосовно нових об'єктів.

Спроби застосування чисельних розв'язків рівнянь неусталеної гідравліки відкритих русел до течій води на значних площах призводять до фізично необґрунтованих результатів, наприклад, до суцільних відкритих течій площею декілька квадратних кілометрів товщиною до 1-2 мм.

Тому для оцінки швидкості поверхневого стоку на схилі доцільно використовувати формули гідравліки відкритих русел, враховуючи розподіл кутів нахилу та швидкостей течії у просторі та у часі, виходячи з розподілу атмосферних опадів за інтенсивністю. Такий підхід відповідає умовам порівняно невеликих ділянок, рельєф яких можна достатньо детально відтворити тривимірними моделями. В умовах локального геологічного об'єкту використання загальних параметрів, таких, як модуль стоку, без належної прив'язки до місцевих умов, слід вважати недоцільним. Зважаючи на довжину схилів, слід очікувати переважання процесів виносу часток над їхньою акумуляцією.

Для розрахунку швидкості початку розмиву ґрунту та масового руху його часток запропонована низка формул [16]

$$v_r = B\sqrt{d_{60}g(\rho - \rho_0)/\rho_0}, \quad (1.14)$$

де  $v_r$  – швидкість масового руху часток ґрунту, віднесена до товщини шару 1 см,

$d_{60}$  – середньозважений розмір усіх часток крупніше за 0.02 см,

$B$  – емпіричний коефіцієнт, що дорівнює 2,4.

Процес зриву і переносу окремих частинок на дні потоку є досить складним. Тому для визначення критичної швидкості зриву  $v_{cr}$  запропоновано декілька розрахункових формул, що не мають строгого теоретичного обґрунтування; в більшості з них  $v_{cr} \sim \sqrt{\bar{d}}$ , де  $\bar{d}$  – середній розмір часток. У [3] наведені формули В.Н. Гончарова, згідно з якими

$$v_{cr} = 1.25\gamma w_g, \quad w_g = \frac{1}{\gamma_0} \sqrt{\frac{2g\Delta\rho\bar{d}}{1.75\rho}}, \quad (1.15)$$

де  $w_g$  – гідравлічна крупність часток,

$\gamma_0$  – емпіричний параметр ( $\gamma_0=1$  для турбулентного потоку,  $\gamma_0>1$  для ламінарного і перехідного режимів).

Значення гідравлічної крупності  $w_g$  залежить від форми частинок, їхньої густини, розміру, режиму течії.

Теоретично та експериментально достатньо обґрунтованою формулою для розрахунку витрати твердої фази  $q$  під час ерозії в стадії відриву часток ґрунту від поверхні землі є формула Багнольда

$$q = \alpha C \sqrt{d_s/D_s \cdot \rho_a/g (v_z - v_{cr})^3}, \quad (4.16)$$

де  $\alpha=0,174/\lg(z/\kappa)$ ,

$\kappa$  – параметр логарифмічного профілю швидкості вітру ( $\kappa=1$  см при середньому розмірі зерен піску 0,025 см),

$z$  – висота над поверхнею,

$C$  – коефіцієнт однорідності часток піску (від 1,5 для однорідного до 2,8 для погано відсортованого),



$d_s$  – середній розмір піщинок у діапазоні від 0,01 до 0,1 см,

$D_s$  – середній розмір часток «стандартного» піску, що дорівнює 0,025

см,

$\rho_a$  – густина повітря

$v_z$  та  $v_{cr}$  – швидкість повітря та критична швидкість повітря на висоті  $z$ .

Одна з сучасних моделей вітрової ерозії запропонована у [10] і адаптована до поверхні з незначним рослинним покривом. Інтенсивність втрати ґрунту  $Q$  від вітрової ерозії визначається за формулою

$$Q = \frac{p_1}{p_1 + p_2} ST \tau B_k U_e^{-1} \exp\left(-\alpha \left(\frac{U_{cr}^2}{U_e^2} - 1\right)\right) \quad (1.17)$$

де  $T$  – час, с,

$S$  – площа поверхні, м<sup>2</sup>,

$U_e$  – швидкість вітру за межами шару шорсткості, м/с,

$p_1$  і  $p_2$  – концентрації ґрунтових часток різних фракцій (кг/кг),

$\tau$  – дотичне напруження на ґрунтовій поверхні (Н/м<sup>2</sup>), що виникає

внаслідок впливу на неї вітром зі швидкістю  $U_e$ ,

$B_k$  – параметр масообміну (кг/кг), що характеризує даний ґрунт при  $U_e = U_{кр}$ ,

$U_{кр}$  – критична швидкість вітру для даного ґрунту (м/с), за фізичним змістом аналогічна швидкості водного потоку, що розмиває, узята на тій же висоті над поверхнею, що й  $U_e$ ;

$\alpha$  – емпіричний коефіцієнт, що характеризує властивості ґрунту щодо стійкості до видування. Отримані експериментально значення  $\alpha$  свідчать про зростання інтенсивності видування ґрунту зі збільшенням швидкості потоку.

Проведені за формулою (1.17) розрахунки [10] дали значення шару річної дефляції від 2 мм для щільних порід до 16 см для піску, що в цілому узгоджується з величинами фактичної дефляції. Формули (1.16) і (1.17), як і більшість аналогічних, містять емпіричні коефіцієнти, і потребують експериментального обґрунтування і прив'язки до умов конкретного геологічного об'єкту.

Інтенсивність повітряної дефляції залежить від складу верхнього шару ґрунту, наявності рослинного покриву, вологості. Гранулометричний склад порід верхнього шару залежить також від пори року. За умов переважання 50-60% агрегатів розміром до 1 мм ґрунт є стійким. Зі зниженням механічної міцності фракцій, стійких до повітряної течії, інтенсифікуються ерозійні процеси. Крім троянди вітрів та розподілу швидкості вітру за частотою повторюваності слід враховувати зміну цих параметрів у дефляційно небезпечний період, а також співвідношення швидкості вітру та вмісту вологи в ґрунті.

Для узбережжя морів достатньо частим явищем є вихрова дефляція, що спостерігається у вигляді смерчів при поривчастому вітрі до 25 м/с. Згідно метеорологічних даних, частка сильних вітрів зі швидкістю понад 25 м/с на о. Зміїний сягає 0.42% всіх спостережень, а швидкістю понад 10 м/с – до 30% спостережень. Це свідчить про потенційну небезпеку розвитку дефляції ґрунтового шару, що може прогнозуватись на основі моделей з розподіленими параметрами вітру.

Для кількісної характеристики ерозії слід враховувати такі чинники, як розчленованість території ярочно-балковою мережею, крутизну схилів, форму схилів, їхню експозицію, гранулометричний та фізико-хімічний склад ґрунтів.

### 1.5 Вплив термічних деформацій гірських порід

Для прогнозування міцності порід, що складають берегову лінію, важливе значення має оцінка деформацій внаслідок фазових переходів води у тріщинах та порах. Температурні деформації гірських порід при зміні температури характеризуються коефіцієнтами лінійного й об'ємного розширення. Деформації цього типу спричинені температурними деформаціями породи (мінералів і уламків порід, води, льоду, повітря),

фазовим переходом «вода-лід» і структурними перетвореннями породи при зміні температури.

Детальний огляд методів розрахунку морозного обдимання викладено Чекуновим А.В.. Найбільшого поширення набули методи чисельного та аналітичного розв'язання лінеаризованої системи рівнянь промерзання ґрунтів з урахуванням міграції вологи в зоні танення і фазових переходів, що потребує вирішення задачі Стефана. Зазначається, що розрахункові формули та алгоритми часто не враховують належним чином зміни властивостей ґрунтів при зміні температур, що призводить до значних похибок розрахунку. Це потребує, зокрема, надійного визначення коефіцієнту температурного розширення гірських порід  $\nu$ .

Для більшості мінералів, що складають магматичні, метаморфічні і осадові зцементовані породи, значення  $\nu$  становлять  $(2-12) \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ . Аналогічний параметр для льоду має більше високі значення –  $(30-60) \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ , які змінюються залежно від його структури, кута нахилу оптичної осі кристалів, інтервалу температури й т.д. Величина коефіцієнта  $\nu$  для некрижаної води, оцінена по зміні густини переохолодженої води, становить  $(7-18) \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$  у діапазоні температур від 0 до  $-20^\circ\text{C}$ . Зміна об'єму при фазовому переході «вода-лід» становить для вільної води 9%, а для зв'язаної води вона може бути більшою. Теоретично визначений з рівняння Гей-Люсака коефіцієнт  $\nu$  повітря дорівнює  $1220 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$ . Разом з тим, розрахунки  $\nu$  для мерзлих ґрунтів на основі підсумовування температурних деформацій з урахуванням фазових переходів дають менші величини, особливо для дрібнодисперсних порід: від  $10 \cdot 10^{-6}$  до  $1200 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^\circ\text{C}$  у залежності від складу та вологості порід.

Зі збільшенням дисперсності порід деформації температурного розширення-стиску зростають, що пов'язане з збільшенням вільної пористості й підвищенням ролі структурних перетворень. Для пісків, у яких температурні деформації обумовлені, головним чином, деформуванням

мінеральних компонентів і льоду, коефіцієнт розширення в цілому більше при зростанні вологості. Вплив мінерального складу на температурне розширення-стиск позначається не прямо, а через вологість, пористість, структурні особливості породи. Деформації розширення в інтервалі температур від 0 до  $-6^{\circ}\text{C}$  найбільш розвинені при повному водонасиченні, а зі зменшенням вологості й ступеня водонасичення розширення суглинку проявляється в меншому ступені, що пов'язано з фазовими переходами води у мерзлих породах.

Для оцінки напруг обдимання, що спричиняє руйнування порід, застосовні експериментальні, аналітичні і чисельні методи. Виділяються два механізми руйнування твердого тіла, пов'язані з фазовими переходами: плавильний (пластичний), близько до точки плавлення, типовий для мерзлих ґрунтів й льоду, і сублімаційний (крихкий), для температур віддалених від точки плавлення. Зростання напруг обдимання при наявності зовнішнього підтоку вологи й активного росту сегрегаційних шлірів льоду можна пояснити дією тиску плівок води, що розклинають, і по яких здійснюється перенос вологи. Результати досліджень у різних умовах недопущення деформацій показали, що зі збільшенням жорсткості від 800 до 1700 МПа/м напруги обдимання зростають майже у два рази.

Аналітичні оцінки температурних деформацій можна одержати з рівнянь стану, або в рамках лінійного наближення теорії пружності, застосованого для уявно суцільного середовища. Так, напруги, викликані переходом води у тверду фазу в замкнутому об'ємі, згідно рівняння Клапейрона-Клаузіуса, становлять близько  $13,4 \text{ МПа}/^{\circ}\text{C}$ .

Збільшення напруг обдимання  $P_n$  є пропорційним різниці між величинами недопущеної й допущеної деформації. Допущена деформація зони, що промерзає, при обмеженні деформацій обдимання на поверхні буде визначатися також і усадкою поталої зони, механічним стиском поталої й мерзлої зон. Співвідношення, що відбиває залежність напруг обдимання від основних параметрів, може бути записано у вигляді:

$$dP_h = \frac{d\varepsilon_h - d\varepsilon_{shrink}}{\frac{1}{k_{gr}} + \frac{1}{k_g} + \frac{l_{mlt}}{E_{mlt}} + \frac{l_{fr}}{E_{fr}}}, \quad d\varepsilon_h = d\varepsilon_{inadm} - d\varepsilon_{admit}, \quad (1.18)$$

де  $d\varepsilon_h$  – потенційно можлива деформація обдимання без обмежень,

$d\varepsilon_{shrink}$  – усадка талої зони,

$d\varepsilon_{admit}$  та  $d\varepsilon_{inadm}$  – величини недопущеної та допущеної деформації зони, що промерзає;

$l_{mlt}$  та  $l_{fr}$  – розміри талої та мерзлої зон;

$E_{mlt}$ ,  $E_{fr}$  – модулі деформації порід у талій та мерзлій зонах.

З рівняння (1.18) випливає, що напруги обдимання пропорційні потенційно можливій деформації обдимання і обернено пропорційні деформації усадки.

Згідно результатів експериментальних досліджень, стиск поталої зони є достатньо важливим чинником. Обдимання протягом усього періоду промерзання призводить до накопичення напруг без релаксації. Однак у міру промерзання легко деформована потала зона зменшується в розмірах, зменшується загальна деформованість системи, що забезпечує за інших рівних умов більший ріст напруг наприкінці промерзання. Для деяких глинистих порід розрахункові величини коефіцієнта  $K_{gr}$  становлять у середньому близько 0,4 МПа (для шару, що промерзає, товщиною 1 см і недопущенні деформації в 1 мм).

Для попередньої кількісної оцінки термічних деформацій порід в умовах фазових переходів може також використовуватись модель розширення тріщини скінченої довжини. Вона дає можливість оцінити деформації, що виникають під час фазових перетворень у тріщинуватих породах, що особливо важливо для пустот, які роз'єднують великі конгломерати. Розподіл деформацій уздовж тріщини дається формулою

$$u(x) = \frac{2(1-\nu)}{G} pb\sqrt{1-x^2/b^2}, \quad G = \frac{E}{2(1+\nu)}, \quad (1.19)$$

де  $E$  – модуль деформації,

- $\nu$  – коефіцієнт Пуассона,  
 $p$  – внутрішній тиск у тріщині,  
 $b$  – довжина тріщини.

Згідно (1.19) та коефіцієнтів об'ємного розширення води і льоду, при повному замерзанні води у тріщині з початковим розкриттям 1 мм, виникає збільшення об'єму на 9%, що спричиняє напругу 50–150 МПа. Слід зазначити, що застосування подібних моделей потребує вірогідних даних щодо тріщинуватості ґрунтів, які піддаються впливу термічних деформацій.

## 2. МЕХАНІЗМ ТЕХНОГЕННОЇ ГІДРОГЕОМЕХАНІЧНОЇ ДЕГРАДАЦІЇ ЛЬОСІВ

### 2.1. Закономірності ослаблення структурної міцності льосових порід і обґрунтування енергетичної моделі їх стійкості при техногенному навантаженні

*Методика випробувань.* Дослідження ґрунтів в лабораторних умовах проводять з метою визначення їх фізичних і механічних характеристик. Методика проведення більшості випробувань регламентується ГОСТ 12248-96 [12]. Найбільш точні і достовірні результати визначення характеристик міцності і деформаційних характеристик ґрунтів отримують при їх випробуванні в умовах тривісного стиску.

Нижче наведена схема і загальний вид стабілометра (рис. 2.1, 2.2), при випробуванні в якому циліндричний зразок ґрунту, укладений в тонку водонепроникну оболонку, поміщається всередині замкнутої камери і піддається всебічному тиску рідини. Оскільки зразок ґрунту оточує вода, то при додатку вертикального навантаження або тиску  $P_1$ , з боку води на зразок ґрунту буде діяти бічний тиск  $P_2$  (рис. 2.3). До зразка прикладається додаткове вісьове навантаження, яке поступово збільшується аж до

руйнування ґрунту. У приладі для тривісного стиску відносно просто змінювати режим дренавання зразка, а також зберігати більш-менш постійними фізичні властивості ґрунту в процесі дослідження.

Якщо зі зразка ґрунту вирізати елементарний паралелепіпед з гранями, які перпендикулярні головним нормальними напруженням  $P_1$  і  $P_2$  (рис. 2.3), то зразок зазнає лише стиснення з усіх боків без можливості руйнування. Однак на паралелепіпед, орієнтований під кутом  $\alpha$  за своїми гранями, будуть діяти, крім стискаючих зусиль  $P_\alpha$ , дотичні зусилля  $\tau_\alpha$  (або дотичні напруження).

## КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ



Рисунок 2.1 – Загальний вигляд стабілометра TriSCAN (VJTech, Великобританія).

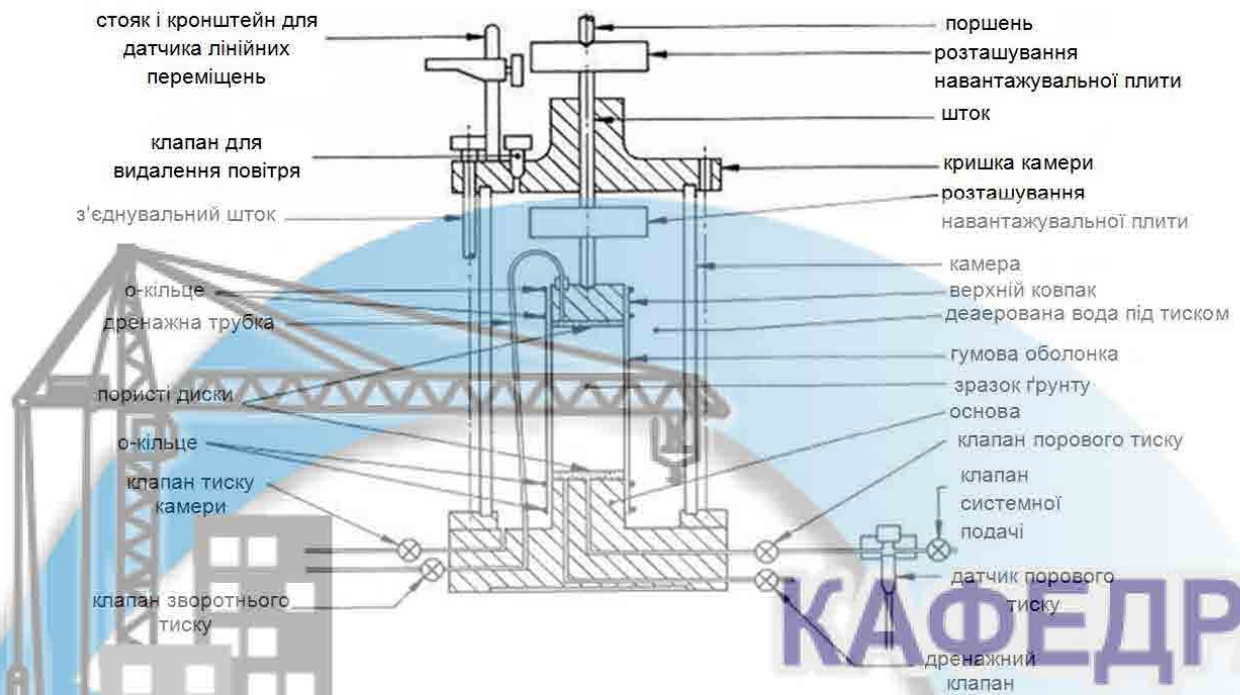


Рисунок 2.2 — Схема стабілометра з основними елементами його конструкції.

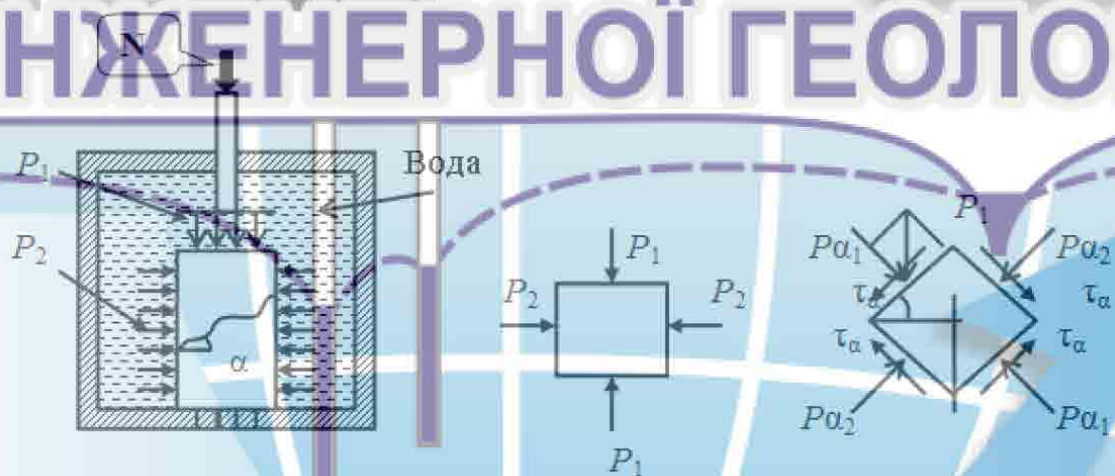


Рисунок 2.3 – Схема випробувань зразка ґрунту в стабілометрі, в умовах об'ємного напруженого стану:  $P_1$  - нормальні напруження;  $\tau_i$  - зсувні напруження;  $\alpha$  – кут зсуву.

Дотичні напруження  $\tau_\alpha$  призводять до зміщення окремих частинок ґрунту відносно один одного, що призводить до руйнування зразка. У момент такого руйнування (або граничного стану) визначаються міцнісні і деформаційні характеристики ґрунту. Проведення випробувань, або доведення зразка ґрунту до граничного стану, залежить від співвідношення значень головних нормальних напруг і умов випробувань.



У практиці використовується досить багато різновидів стабілометрів різної модифікації і розмірів в залежності від вирішення поставленого завдання. У наших випробуваннях використовувався стабілометр TriSCAN (VJTech, Великобританія) (рис 2.1). За стандартом, конструкція камери тривісного стиску повинна забезпечувати: бічне розширення зразка; віджимання води із зразка; герметичність основних деталей; мінімально можливе тертя штока у втулці камери. Дані вимоги в наших дослідах виконувалися.

Вочевидь, що результати лабораторних досліджень тільки тоді дають достовірні значення розрахункових показників, коли режим випробувань буде наближений до умов, в яких знаходиться зразок в масиві льосових порід. Тобто, лабораторні випробування повинні максимально повно "моделювати природу", з огляду на властивості ґрунту, його генезис, характер залягання тощо. Для цього необхідне вивчення і оцінка не тільки напруженого стану масиву і механічних властивостей ґрунтів, а й усього комплексу їхніх фізичних і фізико-хімічних властивостей, а також і геологічних процесів, характерних для досліджуваної площі в цілому [4, 6].

Як показала практика, немає універсальної методики визначення й випробування механічних властивостей льосових ґрунтів. Її необхідно призначати в кожному конкретному випадку залежно від поставлених завдань.

Найбільшого поширення набули такі методики випробувань:

– неконсолідовано-недреноване випробування - для визначення опору недренованому зсуву водонасичених глинистих, органо-мінеральних і органічних ґрунтів природної щільності (ґрунт руйнується без зміни початкової щільності і вологості);

– консолідовано-недреноване випробування – для визначення характеристик міцності глинистих, органо-мінеральних і органічних ґрунтів в нестабілізованому стані (спочатку ущільнюються до повного завершення консолідації, а потім руйнуються без зміни щільності та вологості в процесі зсуву);

– консолідовано-дреноване випробування – для визначення

характеристик міцності і деформованості будь-яких дисперсних ґрунтів в стабілізованому стані (ґрунт руйнується лише після повного завершення процесу ущільнення, викликаного зміною його напруженого стану) [4, 6].

Щодо даної роботи, консолидовано-дренована схема випробування ґрунту адаптувалася під поставлені завдання етапів, визначених у висновках до розділу 1. Тут слід зазначити, що чинний ДЕСТ [12] не враховує в повній мірі поставлених завдань, тому в якості коригуючого документа також використовувався британський стандарт. Для випробувань були взяті зразки льосового суглинку непорушеного складу з початковою природною вологістю, які відбиралися в різних частинах м. Дніпра - вул. Яснополянська, б. Тунельна, б. Тополина, вул. Сімферопольська.

Зразок ґрунту непорушеного складу, виготовлений методом різального кільця, мав діаметр 38 мм і висоту 76 мм. Торці зразка покривалися вологими паперовими фільтрами і поміщалися між штампами. Потім на зразок надягали гумову оболонку і закріплювали на бічних поверхнях штампів гумовими або металевими ущільнювачами.

Зразок ущільнювався всебічним (радіальним) тиском у камері  $\sigma_3$ , заданим програмою випробувань (нижче для кожного випробування його значення буде вказуватися окремо). Величина тиску вибиралася таким чином, щоб врахувати процеси, що відбуваються від поверхні до глибин 25 - 30 м, тобто в зоні взаємодії фундаментів з ґрунтом. Тиск створювався ступенями. Кожний ступінь всебічного тиску при консолидації витримували не менше 15 хв. Кінцевий ступінь витримували до умовної стабілізації об'ємної деформації зразка ґрунту. Критерієм умовної стабілізації був приріст відносної об'ємної деформації, що не перевищував 0,0001 за 12 годин. Дані записувалися на кожному ступені тиску в камері, а на кінцевому ступені - через 10 хв протягом робочого дня, далі - на початку і в кінці робочого дня до умовної стабілізації об'ємної деформації. Після ущільнення зразок ґрунту випробовувався для визначення характеристик міцності і деформованості [4, 6, 12, 25].

*Результати дослідження впливу фільтрації в льосовому масиві на стан породи.* Як було зазначено вище, більшість ускладнень, що виникають при інженерному освоєнні ґрунтових масивів середнього Придніпров'я пов'язано зі специфічними властивостями льосових порід. Основними з них є - просідання при досягненні критичної вологості, фільтраційна анізотропія, анізотропія міцності і деформованості, перехід в текучий стан при повному водонасиченні. Ці властивості ускладнюють прогноз їх поведінки як при будівництві, так і в природних умовах, особливо при зволоженні. На даному етапі досліджень оцінювалися зміни, що відбуваються в льосах при їх насиченні і фільтрації ґрунтового потоку, які провокують процес переходу структури ґрунту в якісно нову зі зміною характеру зв'язків, а відповідно і новими геомеханічними показниками. Тому важливо виявити просторові закономірності зміни фільтраційних і міцнісних властивостей льосових порід у часі при заданих натурних значеннях геостатичного тиску за допомогою приладу тривісного стиснення. Також для формування уявлення про кількісний характер гідродинамічного режиму і його зміни при зсувному процесі, приділено увагу встановленню залежностей фільтраційних показників льосових порід від деформацій в різних частинах зсувного тіла.

В процесі випробувань задавалися напрямком фільтраційного потоку в ґрунті і положення самого зразка по відношенню до потоку з урахуванням максимального наближення до реальних умов зсувних масивів, де встановлена істотна анізотропія [5]. Досліджувався вплив на ґрунт фільтраційного потоку в напрямку паралельно і перпендикулярно до поверхонь нашарувань. Вивчалися зразки льосових порід четвертинного віку, відібрані на схилах балки Тунельна і Тополина (м. Дніпро). Форма зразків ґрунтів відповідала геолого-структурній будові потенційних зсувних тіл і передбачуваного врахування анізотропії властивостей при випробуваннях.

Використання обладнання тривісного стиску TriSCAN (VJTech, Великобританія) для льосових порід дозволяє максимально наблизити гідрогеомеханічні режими випробувань зразків порід до реальних умов стану

грунтів. Як зазначено вище, апаратура також дозволяє проводити автоматизований контроль тиску в камері навантаження, лінійних і об'ємних деформацій зразка та витрат води, що проходить через зразок в режимі реального часу [4, 6].

Серія випробувань фільтраційних властивостей порід проведена при геостатичному тиску в діапазонах 100 - 300 кПа, гідравлічний градієнт контролювався тиском в зразку і становив 20 кПа, що відповідало реальним умовам ґрунтового масиву. Час випробування становив 24 години. Перед проведенням фільтраційного дослідження проводилося консолідаційне доущільнення зразків при навантаженнях, які відповідали геостатичному тиску, до умовної стабілізації деформацій за діючими нормативами [12].

Перша серія випробувань проводилася в умовах фільтрації перпендикулярно нашаруванню. На рис. 2.4 наведені результати лабораторних випробувань, які показують зміну коефіцієнта фільтрації льосових порід ( $K_f$ ) в часі ( $t$ ).

На рис. 2.4 простежується чітка залежність зменшення значення ( $K_f$ ) при збільшенні геостатичної тиску і незмінному значенні гідравлічного градієнта. Значення  $K_f$  (при 100 кПа) змінюються від 0,008835 до 0,04325 м/доб, при  $\sigma_r = 200$  кПа – від 0,0021 до 0,0253 м/доб, при  $\sigma_r = 300$  кПа – від 0,0004 до 0,0023 м/доб. Найбільш інтенсивні зміни відбуваються в перші 10 годин фільтрації, потім процес набуває згасаючого характеру. Статистична достовірність визначається значеннями  $R^2 = 0,79 \dots 0,94$ .

Аналіз показує, що перебудова структури льосу відбувається поетапно. Спочатку - коли йде зволоження породи, руйнуються основні структурні зв'язки в льосах. Надалі, під впливом фільтраційних процесів, порода ущільнюється, одночасно триває винос солей і нерозчинних частинок. Підтверджуються відомі положення [23], що структурні зв'язки руйнуються через те, що сили взаємодії між частинками льосу інтенсивно знижуються зі збільшенням відстані між ними. Для переміщення частинки породи на деяку відстань або на поверхню, потрібно зробити певну роботу, яка може

розглядатися як енергія активації (це поняття буде детально розглянуто нижче).

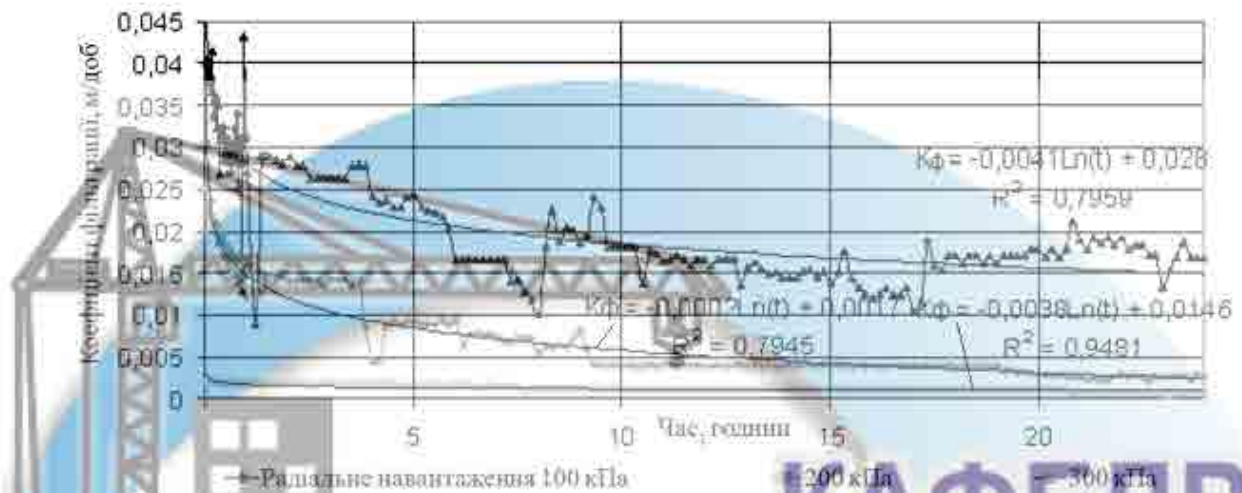


Рисунок 2.4 – Результати фільтраційних випробувань льосових порід при фільтрації перпендикулярно нашаруванню: 100, 200, 300 кПа - діапазон радіального навантаження.

На рис. 2.5 показана близька до логарифмічної залежність між значеннями відносної об'ємної деформації та коефіцієнтом фільтрації в часі. Значення відносної об'ємної деформації підтверджують зазначені процеси руйнування і перебудови структури льосової породи. Статистична достовірність параметрів:  $R^2 = 0,63 \dots 0,91$ .

Зміну об'ємної деформації в часі характеризує рис. 2.6. Для дослідження гідрогеомеханіки горизонтальної фільтрації, зразки породи відбиралися паралельно нашаруванню.

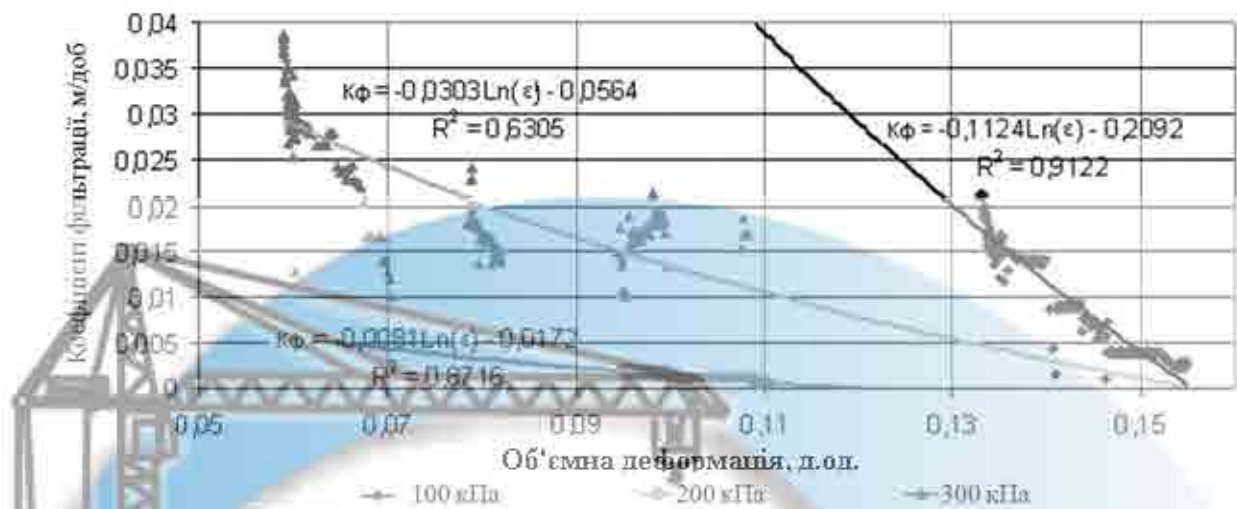


Рисунок 2.5 – Результати фільтраційних випробувань льосових порід при фільтрації перпендикулярно нашаруванню: 100, 200, 300 кПа - діапазон радіального навантаження.

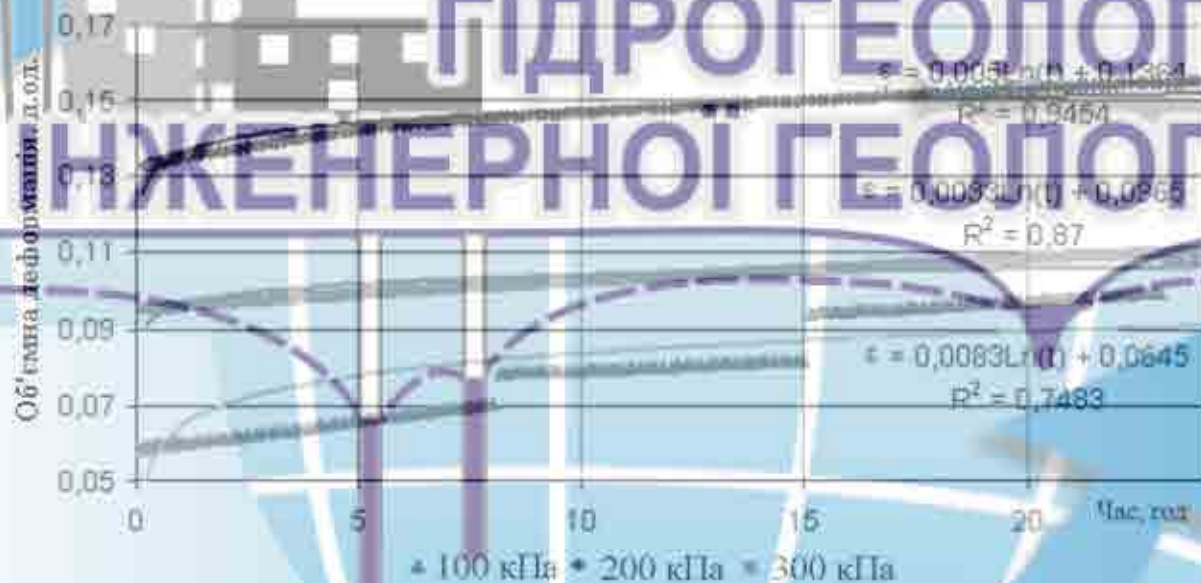


Рисунок 2.6 – Результати фільтраційних випробувань льосових порід при фільтрації перпендикулярно нашаруванню: 100, 200, 300 кПа - діапазон радіального навантаження.

На рис. 2.7 наведені результати лабораторних випробувань, які показують зміну коефіцієнта фільтрації льосових порід ( $K_f$ ) в часі з урахуванням зазначеного напрямку фільтрації.

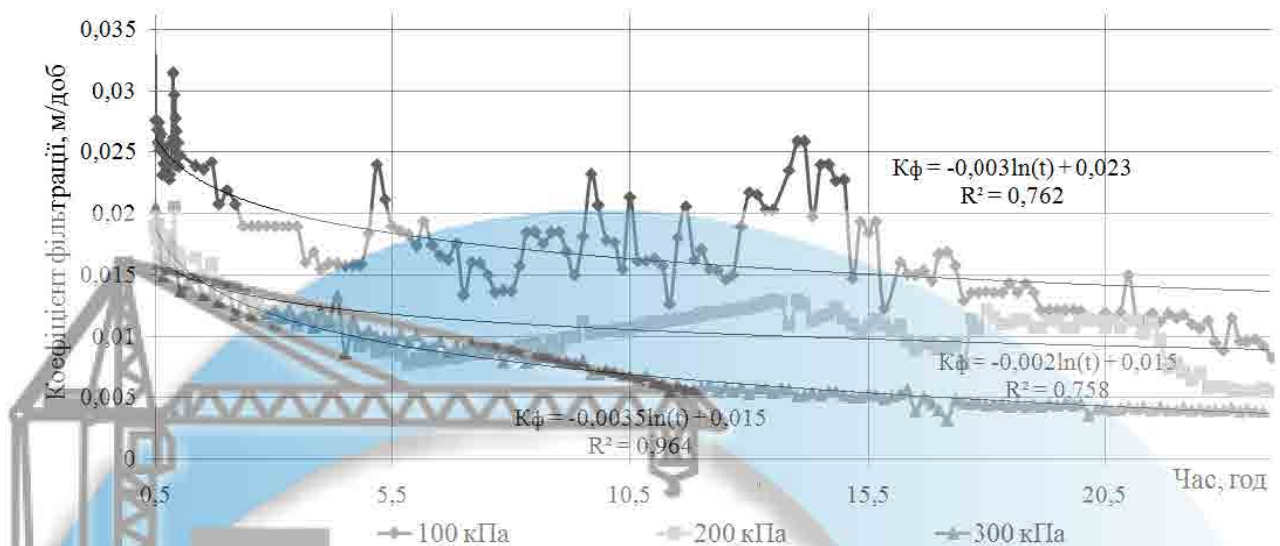


Рисунок 2.7 – Результати фільтраційних випробувань льосових порід при фільтрації паралельно нашаруванню: 100, 200, 300 кПа - діапазон радіального навантаження.

В даному випадку значення  $K_f$  при  $\sigma_r = 100$  кПа змінюються від 0,0082 до 0,0347 м/доб, при  $\sigma_r = 200$  кПа – від 0,0054 до 0,0207 м/доб, при  $\sigma_r = 300$  кПа – від 0,0038 до 0,0209 м/доб. Статистична достовірність параметрів  $R^2 = 0,76 \dots 0,96$ .

Важливі результати дає порівняння двох серій випробувань, наприклад  $K_f$  при перпендикулярній фільтрації менше, ніж при паралельній. Однак, при цьому, для радіального навантаження 100 кПа (схема фільтрації перпендикулярно нашаруванню) верхнє значення  $K_f$  сягає 0,043 м/доб. Також, не проявляється відносно рівномірна фільтрація, як в попередньому випадку. Спостерігаються різкі скачки фільтраційних значень. Значення коефіцієнта фільтрації в горизонтальному і вертикальному напрямках відрізняються до 9 разів.

При проведенні випробувань з радіальним навантаженням  $\sigma_r = 300$  кПа, відзначені наступні особливості. У проміжок часу від 3 до 9 годин у всіх зразках породи спостерігається суфозія, що переходить у формування ерозійних каналів (рис. 2.8). За менших тисків також була присутня суфозія, проте її інтенсивність була помітно слабкішою.

Вочевидь, через наявність ерозійних вимоїн повинні збільшуватися фільтраційні показники ґрунту, однак (рис. 2.6) на узагальненій кривій результатів випробувань при  $\sigma_3 = 300$  кПа, це не спостерігається. Можливим поясненням даної обставини може бути існування двох стадій формування ерозійної промоїни. Спочатку, за рахунок суфозії, утворюється замкнена порожнина, яка не виконує функції гідравлічного провідника, а його стічна поверхня інертна. Надалі, при збільшенні радіальних навантажень до 300 кПа, які перевищують нейтральні напруги всередині порожнини, відбувається сплеск інтенсивності суфозії і порожнина з'єднується з суміжною стічною зоною (у нашому випадку поза межами зразка). Ця стадія відповідає переходу суфозії в глибинну ерозію. Описані стадії передували формуванню згадуваного зсуву течії на ж/м "Тополя" в м. Дніпро [27].

Рисунок 2.8 – Ерозійні порожнини в зразках льосових порід.

На рис. 2.9, де показана залежність об'ємних деформацій і проникності зразків, найбільш тісною є кореляція для випробувань з радіальним навантаженням 300 кПа. Помітно, що об'ємна деформація найбільш чутлива після початку суфозійних і ерозійних процесів всередині ґрунтових зразків.

З аналізу результатів випробувань не відзначається впливу відомої анізотропії структури льосів природної будови [5, 11]. Можна зробити висновок, що відбувається зміна природних домінуючих факторів на техногенні (геомеханічне і фільтраційне навантаження), які зумовлюють поведінку льосових масивів.



Таким чином, в цій серії випробувань були оцінені зміни, що відбуваються в льосах при їх насиченні і фільтрації ґрунтового потоку, які провокують процес переходу структури льосу в якісно новий зі зміною характеру структурних зв'язків і новими геомеханічними показниками.

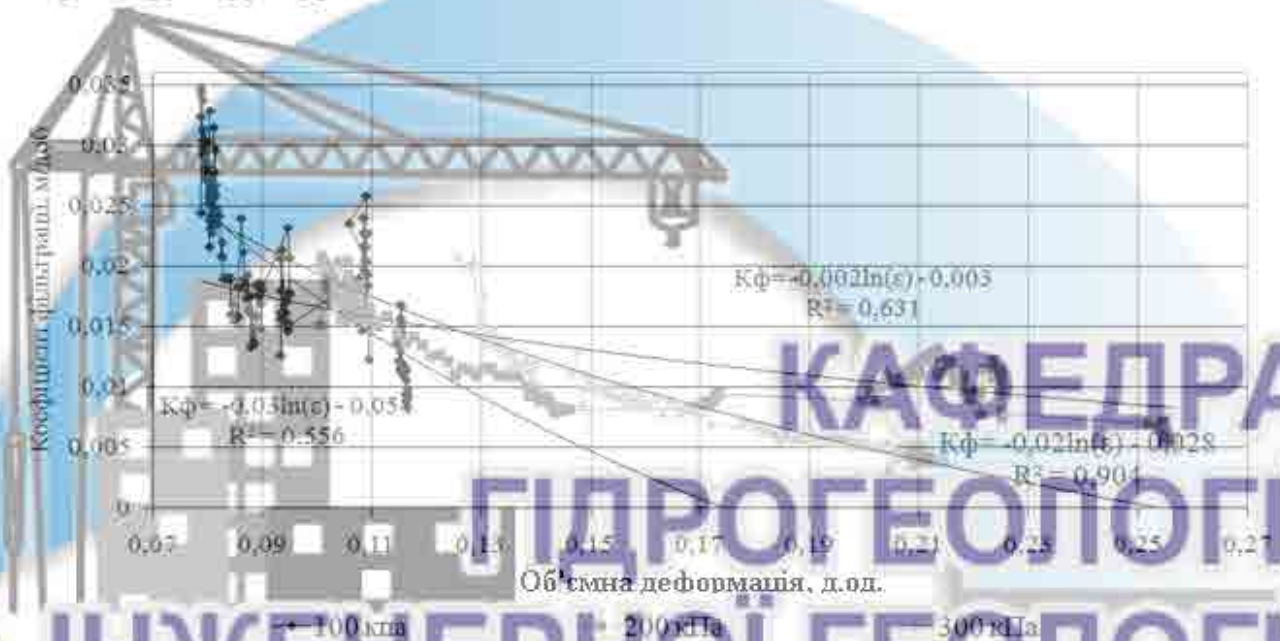


Рисунок 2.9 – Результати фільтраційних випробувань льосових порід при фільтрації паралельно нашаруванню: 100, 200, 300 кПа - діапазон радіального навантаження.

Для фільтрації перпендикулярно нашаруванню простежується залежність зменшення проникності зі збільшенням геостатичного тиску при незмінному значенні гідравлічного градієнта. Отримана близька до логарифмічної залежність між відносною об'ємною деформацією і проникністю в часі. Значення відносної об'ємної деформації підтверджують процеси руйнування і перебудови структури льосової породи зі значною статистичною достовірністю параметрів ( $R^2 = 0,55 \dots 0,91$ ). Гідрогеомеханіка горизонтальної фільтрації показує зміну коефіцієнта фільтрації льосових порід в часі в діапазоні 0,0038...0,0209 м/доб при кореляції  $R^2 = 0,75 \dots 0,96$ .

Отже, за результатами експериментів встановлена інверсія фільтраційної анізотропії льосів в порівнянні з її природним станом, що слід віднести до техногенних змін ґрунтових масивів. При радіальному навантаженні  $\sigma_r = 300$  кПа спостерігається суфозія, що переходить в ерозійний розмив з випереджаючою фазою формування гідравлічно інертних

порожнин. На підставі встановлених закономірностей, з метою опису механізму протікання перебудови структури породи при фільтрації, а також для уявлення кількісного характеру процесу виносу ґрунтового матеріалу і його зміни в різних умовах, проведена друга серія випробувань льосових порід, яка представлена далі.

## 2.2. Механізм суфозійних і ерозійних деформацій льосових порід

У попередньому підрозділі були оцінені зміни, що відбуваються в льосах при їх насиченні і фільтрації техногенного ґрунтового потоку, які провокують процес переходу структури льосу в якісно новий зі зміною характеру структурних зв'язків і новими геомеханічними показниками. За результатами експериментів було встановлено інверсію фільтраційної анізотропії льосів в порівнянні з її природним станом. При радіальному навантаженні  $\sigma_r = 300$  кПа спостерігається суфозія, що переходить в ерозійний розмив з випереджаючою фазою формування гідравлічно інертних порожнин. Виходячи з отриманих результатів, проведена додаткова серія випробувань льосових порід з метою встановлення динаміки механізму протікання перебудови структури породи при фільтрації, а також для уявлення кількісного характеру процесу виносу ґрунтового матеріалу і його зміни в різних умовах. Для цього також проведені гранулометричні аналізи як породи в цілому, так і матеріалу, що виноситься.

Аналогічно до попереднього опису, в процесі випробувань досліджувався вплив на ґрунт фільтраційного потоку, спрямованого паралельно і перпендикулярно до поверхонь нашарувань, проте основна увага приділялася фільтрації, яка формується паралельно нашаруванню. З огляду на відсутність прямих доказів того, що при фільтрації перпендикулярно нашаруванню, не відбувається формування ерозійних розмивів, була проведена додаткова серія випробувань. Зразки льосових порід четвертинного віку балок Тунельна і Тополина (м. Дніпро) досліджувалися в режимі тривісного стиску. Для того, щоб уточнити діапазони навантаження, при яких з'являються ерозійні промоїни,

геостатичний тиск задавався 250-300-350 кПа. Гідравлічний градієнт в зразку становив 20 кПа, що відповідало реальним умовам ґрунтового масиву. Чітких діапазонів часу не встановлювалося, експеримент переривався при встановленні постійного затухаючого характеру об'ємних змін у зразку і загасання виносу матеріалу або виникнення ерозійного розмиву (що виходить на поверхню).

Перша серія випробувань відповідала умовам фільтрації перпендикулярно напоруванню. На рис. 2.10 наведені результати лабораторних випробувань, які показують зміну об'ємної деформації в часі. Статистична достовірність оцінюється значеннями  $R^2 = 0,98 \dots 0,99$ .

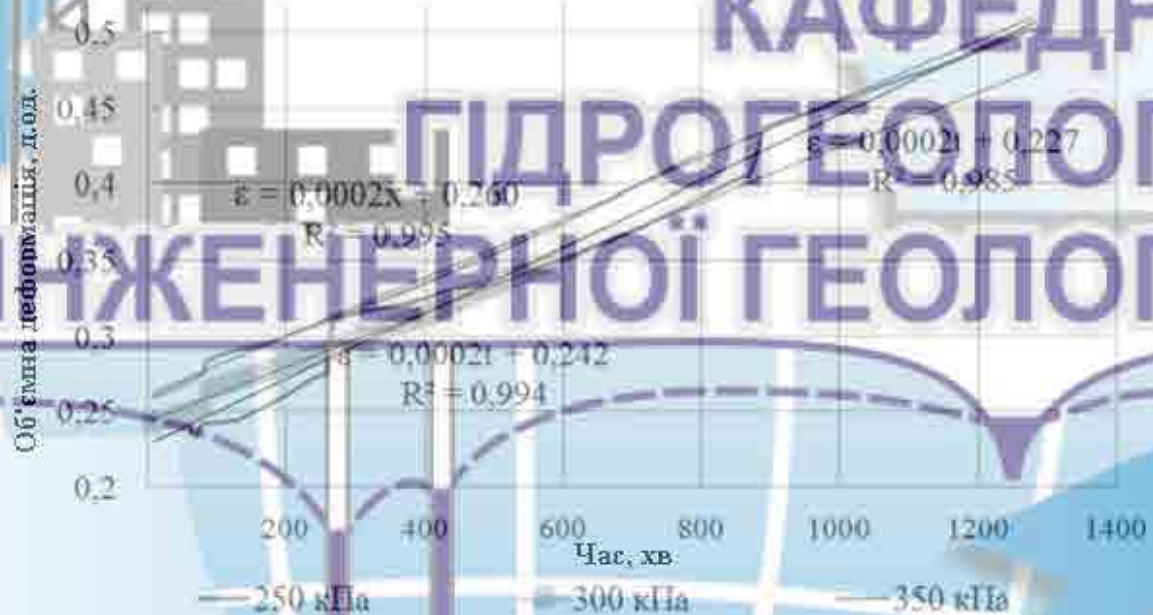


Рисунок 2.10 – Результати випробувань льосових порід при фільтрації перпендикулярно напоруванню: 250, 300, 350 кПа - діапазон радіального навантаження.

Зафіксована суфозія з невеликим відсотком винесених частинок і найбільшою активністю в перші години після початку фільтрації (перші 4 - 5 годин). Як видно за значеннями об'ємної деформації, певні імпульси виносу матеріалу відбувалися в період до 2 годин, потім це набуло мінімального характеру, з загасанням протягом 12 годин, що відповідало поступовій перебудові структури зразка. При подальшому візуальному обстеженні в

випробуваних зразках порушень у вигляді каверн, порожнеч, а також видимих зон розпушення виявлено не було.

Істотно відрізняються результати, отримані за схемою фільтрації паралельно нашаруванню. На рис. 2.11 наведені зміни об'ємної деформації в часі для навантажень 250 і 300 кПа відповідно. Статистична достовірність оцінюється значеннями  $R^2 = 0,98 \dots 0,99$ .

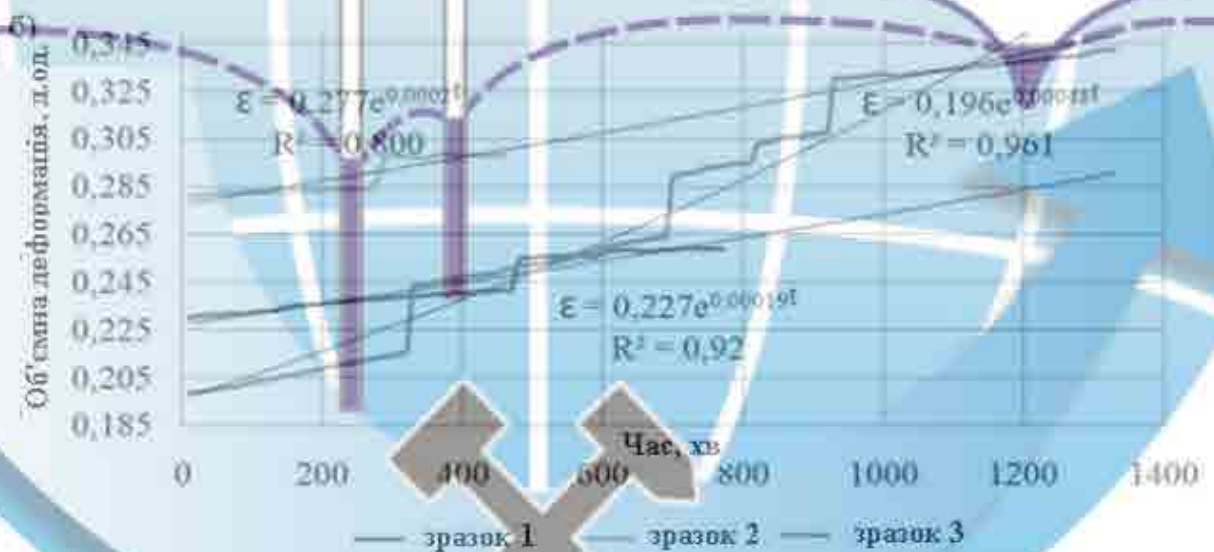


Рисунок 2.11 – Результати випробувань льосових порід при фільтрації паралельно нашаруванню зі значенням геостатичного тиску 250 кПа (а), 300 кПа (б).

Для всіх зразків, що досліджені при  $\sigma_z = 300$  кПа і для одного при  $\sigma_z = 250$  кПа, було візуально зафіксовано утворення ерозійної промоїни, що виходить на поверхню зразка, після 6 - 8 годин від початку фільтрації.

Зафіксовано кількість частинок, що вимивається під час дослідження і проведений гранулометричний аналіз як початкового, так і винесеного породного матеріалу (рис. 2.12). Видимі зміни зразків показані на рис. 2.13.



Рисунок 2.12 – Результати гранулометричного аналізу досліджуваної льосової породи в процесі суфозії.

Рисунок 2.13 – Ерозійні порушення в зразках льосових порід для схеми фільтрації паралельно нашаруванню.

Найбільш інтенсивний винос частинок (72% від загальної маси) відбувався в період від 2,5 до 6,0 годин з початку фільтрації. На рис. 2.11

видно, що в більшості випадків, на цей проміжок часу припадають помітні зміни значень об'ємної деформації зразка.

Характер розподілу винесених частинок в льосових породах можна пояснити наступним чином. У глинистих ґрунтах виникнення суфозії визначається однорідним діапазоном розмірів пор, а в льосах виявлені окремі пори, діаметр яких може перевищувати 0,01 мм (в даному випадку має значення також те, що фільтрація формується паралельно нашаруванню).

За недостатніх розмірів пор, агрегати, що перевищують їх, не можуть бути виштовхнуті з товщі ґрунту, а для відриву частинок менших розмірів потрібні великі напруги. Отже, відрив агрегатів ґрунту може відбутися при градієнтах значно менших, ніж для явища виносу з ґрунту окремих частинок.

За гранулометричним співвідношенням частинок, що виходять, а також періодичності змін об'ємних деформацій можна зробити висновок, що в досліджених льосових породах має місце відрив агрегатів ґрунту, а не окремих частинок. Це стає можливим за рахунок утворення геомеханічних

мікротріщин (починаючи з розкриття тріщин в 0,2 - 5  $\mu$ , а можливо і меншого), фільтрація по яких підкоряється гідравлічним закономірностям напірного руху води і відповідно починається процес розмиву. Саме на початкових стадіях фільтрації відбувався винос однорідної фракції ґрунту, а згодом фракційний склад виносу відповідає сумарному, тобто, якби мав місце лише відрив окремих частинок, то структура б перебудовувалася, утворюючи зону розпушення, а не ерозійну порожнину.

Таким чином, *анізотропія льосового масиву набуває інверсії внаслідок техногенного впливу фільтраційних і деформаційних процесів при деіаторі напруг 150-200 кПа, що призводить до виникнення і активізації глибинної ерозії в льосових породах і провокує зсуви течії, при цьому значення коефіцієнта фільтрації в горизонтальному і вертикальному напрямках відрізняються до 9 разів.*

Розглянемо питання про розчинні з'єднання, які містяться в льосових ґрунтах і виносяться при тривалій фільтрації, зокрема солей. Уявлення про

винесення солей при тривалій фільтрації води через ґрунт в лабораторних умовах ґрунтується на порівнянні складу водних витяжок з ґрунту до зволоження і після зволоження і при аналізі фільтрату, що впливає зі зразка в процесі тривалих випробувань. У процесі тривалої фільтрації з ґрунту виносяться як легкокорозивні, так і важкорозивні солі. На початку процесу зволоження переважає винос легкокорозивних солей. На рис. 2.14 показана динаміка вносу солей з льосових ґрунтів при тривалій фільтрації [18].

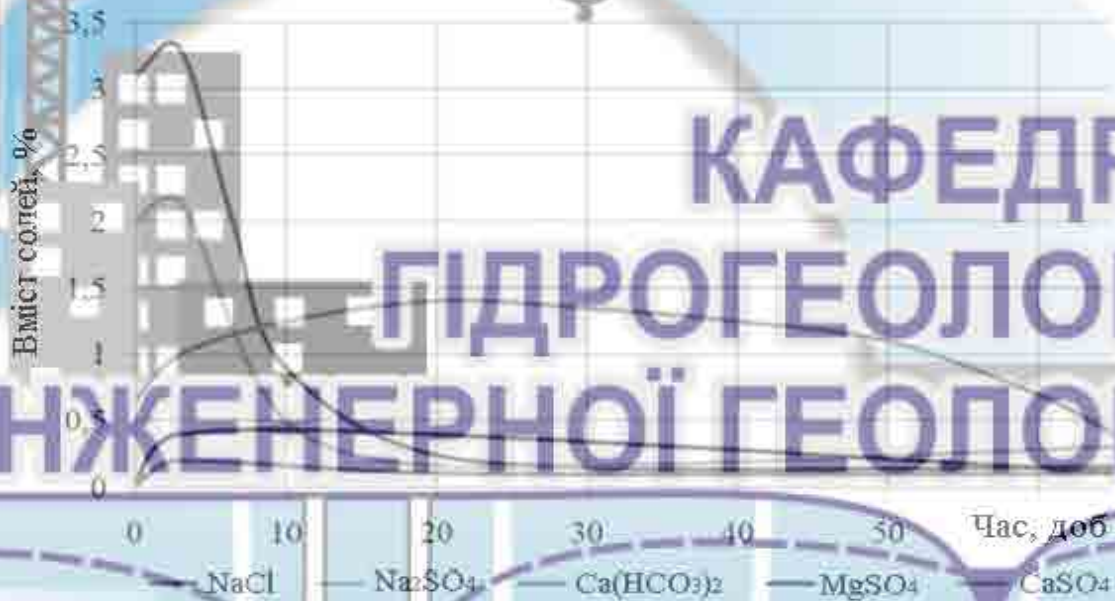


Рисунок 2.14 – Динаміка вносу солей з льосових ґрунтів при тривалій фільтрації [0]

Виходячи з вищенаведених даних, та порівнявши їх з проведеними дослідженнями, можна стверджувати, що час дослідів недостатньо тривалий, щоб відбувався значний винос солей. Можливими деформаціями, внаслідок цього процесу, на даному етапі можна знехтувати.

Аналіз отриманих результатів зміни об'ємних деформацій, кількісні діапазони винесених частинок, а також візуальні спостереження дали можливість виділити прогнозну зону переходу суфозії в першу стадію розмиву і утворення замкнутої порожнини з інертною стоковою поверхнею (рис. 2.15).

З описаної серії випробувань можна зробити наступні висновки. При фільтрації перпендикулярно нашаруванню ерозійні процеси не формуються, а при фільтрації паралельно нашаруванню, за зміною об'ємної деформації, а також кількості та періодичності виносу частинок, простежуються прогностичні межі переходу суфозійних процесів в ерозійні. Середні значення виносу частинок для Придніпровського льосового суглинку складає 2,8% від ваги зразка. Результати випробувань є основою для прогнозування зсувів течії, що виникають при техногенному фільтраційному навантаженні схилів.



Рисунок 2.15 – Узагальнені результати випробувань льосових порід при фільтрації паралельно нашаруванню.

### 2.3 Енергетична модель стійкості льосових масивів і методика прогнозування зсувів

Відомі два підходи до оцінки стійкості льосових схилів - механістичний і енергетичний [14, 23]. Перший базується на врахуванні сил гравітації і реакції ґрунтів, причому відмінності в методиках розрахунків стійкості стосуються геометризації передбачуваних поверхонь ковзання. Прогнозований розрахунком нестійкий стан має збігатися з фазою



"миттєвого" зсуву. У реальних інженерно-геологічних умовах цей стан не відповідає розрахунковому.

Другий підхід заснований на врахуванні стану структурних зв'язків в льосових ґрунтах. Кількісно це оцінюється енергією цих зв'язків дуже наближено [23] і її зіставленням з роботою, яка повинна здійснитися при зсувному процесі. Останню величину можна зафіксувати за фактичним положенням зсувного тіла, проте питання прогнозованого положення межі, де енергія зв'язків недостатня для стійкості схилу залишається відкритим.

Енергія, яка може реалізуватися у вигляді роботи в зсувному процесі представляється у вигляді підсумовування енергій:

- недоушільнення льосів в період їх геологічного утворення;
- положення льосових шарів в полі гравітації;
- тиску на кожен шар верхніх ґрунтів.

Ущільнення дисперсних порід є складним геологічним процесом, залежним від гравітаційного поля Землі і від складу і структури самих порід.

Фізико-хімічні процеси при літогенезі вносять додаткові ускладнення в процес ущільнення породи. Ущільнення розглядається переважно як механічна робота, яка враховує також дифузію, поверхневий натяг, електричні, магнітні поля і т.п.

В результаті впливу гравітаційного поля на літогенез дисперсних відкладів відбувається їх ущільнення (зменшення пористості) в залежності від їх власної маси і маси накопичених верхніх відкладів. Цей процес супроводжується дисипацією механічної потенційної енергії.

Зміна сумарної потенційної енергії часток ґрунту при їх переміщенні на величину  $dl$  становить (Крігер М.І., 1965)

$$\Delta U = gS \int_0^{h-H} mdl,$$

(2.1)

де  $g$  – прискорення вільного падіння;  $m$  – маса одиниці об'єму часток;  $S$  – площа горизонтального перерізу ґрунтового масиву, для якого розглядається зміна енергії;  $H$  – потужність шару;  $l$  – довжина шляху переміщення часток, що залежить від глибини, структури (пористості) породи і міцності структурних зв'язків;  $h$  – висота стовпа породи, для якого проводиться підрахунок енергії  $\Delta U$ .

Рівняння (2.1) зручно використовувати у вигляді

$$(2.2) \quad \Delta U = \int_0^H P(h) dl,$$

де  $P(h)$  – вага стовпа ґрунту з основою  $S$  на глибині  $h$ .

Для нескінченно малих величин переміщення часток ґрунту при висоті стовпа породи  $dh$  можна прийняти, що  $dl = \delta dh$ , де  $\delta$  – коефіцієнт пропорційності. Видно, що  $\delta$  являє собою відносне просідання льосу при природньому тиску. Таким чином, у простому випадку для одного шару зі щільністю  $\gamma$

$$\Delta U = \frac{gS\gamma\delta H^2}{2}. \quad (2.3)$$

Потенційна енергія недоущільнення для будь-якого шару льосу з глибинами підшови  $H_1$  та покрівлі  $H_2$

$$\Delta U = \frac{g\gamma S\delta(H_1^2 - H_2^2)}{2}. \quad (2.4)$$

Крім енергії недоущільнення льосових шарів схилу, яка обмежена взаємним положенням часток ґрунту, потенційний енергетичний ресурс часток обумовлений положенням базису можливого переміщення зсувного тіла за вертикальною віссю внаслідок сил тяжіння

$$\Delta U = gS \int_0^{h-H} m dl, \quad (2.5)$$

де  $H$  – відстань від шару до ерозійного врізу схилу в рельєфі.

Третя складова потенційної енергії масиву обумовлена силами реакції в шарі льосу на вплив сил тяжіння  $n$ -ї кількості верхніх шарів, тобто

$$\Delta U_p = gSh \sum_{i=1}^n \gamma_i \frac{H_i}{2}. \quad (2.6)$$

Таким чином, реальний підхід до оцінки стійкості льосового схилу полягає в чисельному зіставленні скінченно-елементних перетинів з розрахованими складовими енергій недоуцільнення, положення, тиску й енергії зв'язків. Врахування останніх, як було зазначено, проблематично. У зв'язку з цим, за реальну передумову прийнято наявність щільної кореляції показників енергії внутрішніх зв'язків у льосі та показників його фізико-механічних властивостей – щільності, модуля загальної деформації, питомого зчеплення, кута внутрішнього тертя, коефіцієнта Пуассона і коефіцієнта консолідації.

Енергія деформування для кінцевого елемента моделі

$$\Delta U_i = E \Delta S_i b, \quad (2.7)$$

де  $E$  – модуль деформації ґрунту;  $\Delta S_i$  – зміна площі перетину кінцевого елемента;  $b$  – його одинична товщина.

Це дозволяє обґрунтувати нове поняття – потенціал активації схилу у напівемпіричному тлумаченні, як суми градієнтів повної енергії та градієнтів деформацій кінцевих (або нескінченно малих) елементів льосового масиву

$$\Pi_a = \text{grad} \varepsilon + \text{grad} U_p. \quad (2.8)$$

Прийнята у фізиці інтерпретація поля потенціалів (у нашому випадку потенціалів активації) дозволяє за нормаллями виділити прогнозні зони деформацій у тілі зсуву з кількісною характеристикою за величиною потенціалів активації.

Були проведені експериментальні дослідження механічних і деформаційних характеристик льосового ґрунту на стабілометрі.

Зразки для випробувань відібрані в льосових схилах балки Тунельної (м. Дніпро), де спостерігаються зсувні процеси. Характерні графіки зміни

характеристик міцності та деформаційних показників ґрунту представлені на рис. 2.16.

За результатами випробувань встановлено, що для льосовидних суглинків четвертинного віку при збільшенні вологості від 10 до 15% значення питомого зчеплення знижуються до 60%, а значення кута внутрішнього тертя - відповідно на 20 - 25%. Режим навантаження істотно впливає на зміну модуля деформації льосу в межах одного порядку.

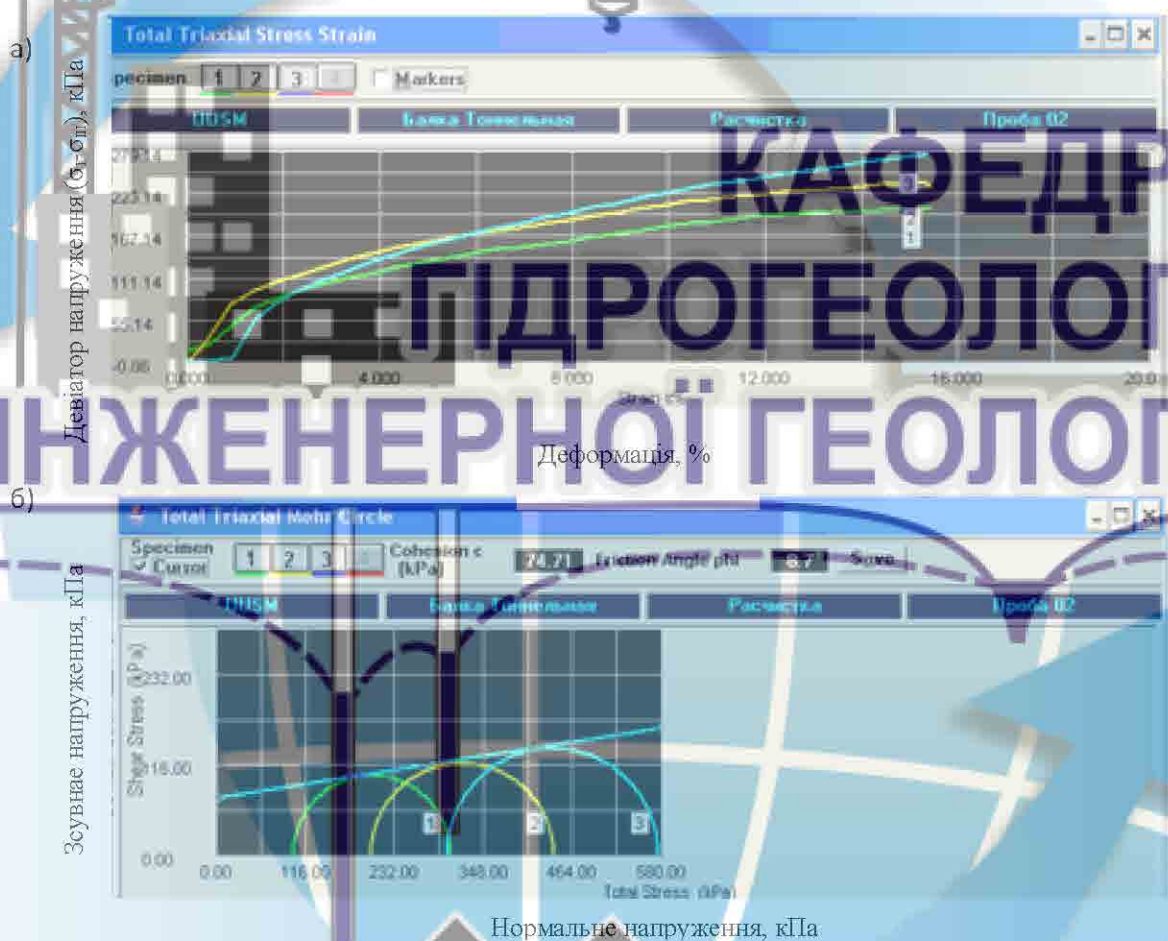


Рисунок 2.16 – Графіки навантаження і деформування зразків (1,2,3): а) залежність вісьових деформацій від девіатора напруг; б) гранична огинаюча кіл напружень Мора.

В результаті моделювання з використанням реальних деформаційних і міцнісних характеристик ґрунту отримано (рис. 2.17) поле фізичних градієнтів вертикального перетину льосового схилу балки Тунельна, де і були відібрані проби ґрунтів.

В результаті можна констатувати наступне. Динаміка деформаційних процесів льосових схилів формується в результаті складного поєднання

природно-геологічних і геодинамічних факторів. Запропонована вище методика моделювання стійкості льосових ґрунтів враховує це поєднання у вигляді комплексу енергетичної і механістичної моделей, які базуються на вихідних параметрах стабілометричних випробувань зразків ґрунту. Введене поняття потенціалу активації льосового масиву і його кількісні діапазони створюють передумови для прогнозного розділення різних фаз зсувних процесів.



Рисунок 2.17 – Ізолінії сумарних градієнтів деформацій 1, градієнтів енергії льосового схилу 2, потенціалів активації схилу 3.

КАФЕДРА  
ПІДРОГЕОЛОГІЇ  
ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

### 3. ТЕХНОГЕННІ УМОВИ РЕЖИМУ ПІДЗЕМНИХ ВОД – ЯК ОСНОВНИЙ ФАКТОР АКТИВІЗАЦІЇ ЗСУВНИХ ПРОЦЕСІВ

Попередній етап досліджень показав, що гідрогеомеханічні процеси в льосах є вирішальними у формуванні зсувів течії. Характер розвитку зсувних процесів в льосових масивах безпосередньо залежить від підтоплення території. Встановлення динаміки водонасичення льосових порід і його вплив на геотехнічний стан забудованої території досліджувалися на прикладі ж/м "Тополя" (м. Дніпро). Вже зазначалося, що в 1997 році тут стався катастрофічний зсув, внаслідок якого були зруйновані житлові і адміністративні будівлі. Зсув був зосереджений у масиві льосових порід і стався внаслідок ряду факторів, одним з яких було підтоплення забудованої території. Нагальною є оцінка і виявлення локальних техногенних загроз розвитку зсувних процесів в якості основи для розробки запобіжних технічних рішень.

#### 3.1 Математична і фізична основа чисельного моделювання гідродинамічних процесів

Практика і досвід вирішення завдань прогнозування гідродинамічних змін в геотехнічному середовищі показує, що метод чисельного математичного моделювання є найбільш обґрунтованим в умовах невизначеності і багатофакторності природних і штучно сформованих процесів.

На геофільтраційних моделях є можливість враховувати особливості

техногенної порушення ґрунтового масиву в результаті експлуатації інженерних споруд, взаємозв'язок підземних і поверхневих вод, перетікання через розділяючі слабопроникні шари, інфільтраційне живлення за рахунок атмосферних опадів і техногенних витоків, випаровування в залежності від глибини залягання ґрунтових вод, зміни граничних умов і параметрів у часі, анізотропію фільтраційних властивостей та ін. Крім того, фізичною основою моделі фільтрації є закон збереження балансу, що дозволяє в явному вигляді знайти залежність динаміки рівнів і витрат ґрунтових вод у часі і по площі.

Під гідродинамічним моделюванням розуміють процес відтворення на спеціально побудованих аналогах складних гідрогеологічних об'єктів з метою вивчення їх параметрів. Математична модель аналогічна об'єкту за сукупністю і тотожністю рівнянь, що описують процеси і явища, які відбуваються на об'єкті і моделі.

Так, в основу чисельного моделювання режиму формування рівної поверхні підземних вод на ж/м "Тополя-2" покладене основне диференціальне рівняння фільтрації (3.1), яке вирішується чисельно ітераційним методом за допомогою системи кінцево-різницевої рівнянь [2, 15]

$$T_x \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + T_y \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \pm W = \mu^* \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (3.1)$$

де  $H$  – шукана функція напору;  $T_x, T_y$  – провідність водоносного горизонту за лінійними координатами  $x$  і  $y$ , відповідно;  $W$  – живлення (розвантаження) у водоносному шарі;  $\mu^*$  – коефіцієнт пружної водовіддачі;  $t$  – час.

Скінчено-різницева апроксимація заснована на дискретному поданні геофільтраційного потоку в просторі і часі, при якому безперервне фільтраційне поле  $H(x, y, t)$  замінюється фіктивною сітковою областю, яка характеризується величинами напорів  $H(x_j, y_i, t_k)$  у всіх вузлових точках сітки на ряд моментів часу з кроком  $\Delta t$  (рис. 3.1). Фільтраційний опір  $\Phi$  (величина зворотна водопровідності) між центрами сусідніх блоків являє собою відношення втрат напору  $\Delta H$  до витрати потоку  $Q$  на обраній ділянці

$$\Phi = \frac{\Delta H}{Q} = \frac{\Delta H}{K\omega \frac{\Delta H}{\Delta x}} = \frac{\Delta x}{K\omega}, \quad (3.2)$$





$$\frac{H_{j-1,i}^t - H_{j,i}^t}{\Phi_{j-1,j}} - \frac{H_{j,i}^t - H_{j+1,i}^t}{\Phi_{j,j+1}} + \frac{H_{j,i-1}^t - H_{j,i}^t}{\Phi_{i-1,i}} - \frac{H_{j,i}^t - H_{j,i+1}^t}{\Phi_{i,i+1}} \pm W_{j,i} \Delta x_j \Delta y_i = \mu_{j,i} \Delta x_j \Delta y_i \frac{H_{j,i}^t - H_{j,i}^{t-\Delta t}}{\Delta t} \quad (3.4)$$

Фільтраційний опір ( $\Phi$ ) потоку між розрахунковими блоками, виражають, згідно (2.11), через розміри блоків ( $\Delta x, \Delta y$ ) і значення водопровідностей ( $T$ )

$$\Phi_{j-1,j} = \frac{2\Delta y_i T_{j,i} T_{j-1,i}}{T_{j,i} \Delta x_{j-1} + T_{j-1,i} \Delta x_j}; \quad \Phi_{j,j+1} = \frac{2\Delta y_i T_{j,i} T_{j+1,i}}{T_{j,i} \Delta x_{j+1} + T_{j+1,i} \Delta x_j};$$

$$\Phi_{i-1,i} = \frac{2\Delta x_j T_{j,i} T_{j,i-1}}{T_{j,i} \Delta y_{i-1} + T_{j,i-1} \Delta y_i}; \quad \Phi_{i,i+1} = \frac{2\Delta x_j T_{j,i} T_{j,i+1}}{T_{j,i} \Delta y_{i+1} + T_{j,i+1} \Delta y_i};$$

Параметр  $W$ , що відображує живлення (або розвантаження) пласта за площею поширення, в даній постановці завдання показує перетікання через слабопроникні (розділяючі) шари. Його числове значення визначається співвідношенням

$$W = \frac{H - H'}{m_0/k_0},$$

де  $H, H'$  – напори підземних вод в розглянутому і суміжному водоносних горизонтах;  $k_0, m_0$  – коефіцієнт фільтрації і потужність розділяючого шару.

Виразивши шукане значення напору  $H_{j,i}^t$  і позначивши співмножники при рівнях через коефіцієнти  $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4, \beta_5, \alpha$ , можна отримати

$$H_{j,i}^t = \frac{\beta_1}{\alpha} H_{j-1,i}^t + \frac{\beta_2}{\alpha} H_{j+1,i}^t + \frac{\beta_3}{\alpha} H_{j,i-1}^t + \frac{\beta_4}{\alpha} H_{j,i+1}^t + \frac{1}{\alpha} W_{j,i} \Delta x_j \Delta y_i + \frac{\beta_5}{\alpha} H_{j,i}^{t-\Delta t} \quad (3.5)$$

$$\text{де } \beta_1 = \frac{T_{j,i} \Delta x_{j-1} + T_{j-1,i} \Delta x_j}{2\Delta y_i T_{j,i} T_{j-1,i}}; \quad \beta_2 = \frac{T_{j,i} \Delta x_{j+1} + T_{j+1,i} \Delta x_j}{2\Delta y_i T_{j,i} T_{j+1,i}};$$

$$\beta_3 = \frac{T_{j,i} \Delta y_{i-1} + T_{j,i-1} \Delta y_i}{2\Delta x_j T_{j,i} T_{j,i-1}}; \quad \beta_4 = \frac{T_{j,i} \Delta y_{i+1} + T_{j+1,i} \Delta y_i}{2\Delta x_j T_{j,i} T_{j+1,i}};$$

$$\beta_5 = \frac{\mu_{j,i} \Delta x_j \Delta y_i}{\Delta t}; \quad \alpha = \sum_{i=1}^5 \beta_i.$$

Рівняння (3.5) являє собою неявну скінчено-різницеву схему, де визначення невідомого значення напору  $H_{j,i}^t$  стає можливим лише після рішення системи рівнянь виду (3.5) для всіх вузлових точок сітки на час  $t$ .

Найпростішим прикладом явно-неявної схеми може бути таке скінчено-різницеве представлення рівняння (3.6)

$$\left( H_{j,i}^t - H_{j,i}^{t-\Delta t} \right) \beta_5 = \sigma \left[ \frac{\beta_1 H_{j-1,i}^t + \beta_2 H_{j+1,i}^t + \beta_3 H_{j,i-1}^t + \beta_4 H_{j,i+1}^t}{\alpha} \right] + (1-\sigma) \left[ \frac{\beta_1 H_{j-1,i}^{t-\Delta t} + \beta_2 H_{j+1,i}^{t-\Delta t} + \beta_3 H_{j,i-1}^{t-\Delta t} + \beta_4 H_{j,i+1}^{t-\Delta t}}{\alpha} \right] + \frac{1}{\alpha} W_{i,j} \Delta x_j \Delta y_i, \quad (3.6)$$

де  $\sigma$  – ваговий коефіцієнт, що визначається в межах  $0 \leq \sigma \leq 1$ .

При  $\sigma=1$  рівняння (3.6) переходить в неявне рівняння (3.5), при  $\sigma=0$  – приймає явний вигляд, а при проміжних значеннях – стає явно-неявним.

Геофільтраційні завдання, як правило, вирішуються ітераційними методами, суть яких полягає в послідовному наближенні одержуваного рішення до точного. Критерієм завершення ітераційного процесу є умова близькості результатів двох послідовних ітерацій

$$\max_{j,i} |H_{j,i}^{k+1} - H_{j,i}^k| \leq \xi$$

Вважається, що розрахункова ітерація відрізняється від точного рішення не більше, ніж на задане мале число  $\xi$ . Додатковим критерієм служить дотримання поточкового балансу по всій області фільтрації.

### 3.2 Адаптація моделі до об'єкту і прогноз рівневого режиму підземних вод

Ідентифікація математичної моделі і об'єкта досліджень (рис. 3.2) виконується в два етапи, де на першому встановлюють їх фізичну відповідність, а на другому – динамічну. Тобто, модель за будовою і реакцією на певні зміни і процеси повинна бути адекватною реакції геотехнічного середовища.



Рисунок 3.2 – План досліджуваної території.

У зв'язку з цим, рішення обернених задач являє собою послідовний багатоваріантний ряд нелінійних розрахунків в стаціонарній і нестаціонарній постановці, в результаті рішення яких оцінюють вплив на рівень та режим підземних вод змін фільтраційних параметрів, інфільтраційного живлення, параметра взаємозв'язку суміжних водоносних горизонтів, недосконалості водотоків. За результатами факторно-діапазонного аналізу обґрунтовують масиви вхідних даних для вирішення стаціонарної задачі, що дозволяють

отримати баланс притоків і відтоків близький до нуля і положення рівня, близьке до фактичного. Контрольними даними при рішенні задач ідентифікації на досліджуваному об'єкті були дані, отримані при проведенні інженерно-геологічних вишукувань в період з 1973 - 2012 рр. [19, 20] і результати багаторічних режимних спостережень.

Перший етап ідентифікаційних рішень передбачав відтворення на двошаровій моделі рівневої поверхні і балансу підземних вод в стаціонарній постановці на період до забудови житлових масивів (1973 - 1974 рр.).

За певної достовірності коефіцієнтів фільтрації водовміщуючих порід коригувались величини інфільтраційного живлення, параметр взаємозв'язку водоносних горизонтів, приток з боку суміжних територій (з боку ж/м "Тополя-1" і вершини лівого схилу балки Тополина) і параметр взаємозв'язку підземних вод з поверхневими.

Для обґрунтування величин прийнятих параметрів і граничних умов оцінювався їх вплив на зміну рівня підземних вод шляхом факторно-діапазонного аналізу. Збільшення коефіцієнта фільтрації водомістких четвертинних відкладень в 1,5 рази призводить до зниження рівня підземних вод на вододілі на 0,03 - 0,1 м, в центральній частині - на 0,15 - 2,0 м, на схилі балок - на 0,04 - 0,05 м, а в тальвезі - на 0,3 - 0,7 м.

Зміна величини інфільтраційного живлення підземних вод з 10 до 15 мм/рік призводить до підйому рівня від 0,1 м в районі балок до 0,6 м на вододілі (район Запорізького шосе).

Зменшення параметра взаємозв'язку підземних вод з поверхневими водами струмка в б. Тополиній на порядок призводить до зростання рівня на 0,8 - 2,0 м в смузі шириною близько 200 м, що примикає до струмка.

З урахуванням результатів проведених експериментів, фільтраційні параметри водоносних горизонтів і розділяючих слабопроникних товщ скориговані таким чином, щоб рівні на моделі були близькі фактичному стану рівневої поверхні на 1973 - 1974 рр. Таким чином:

– коефіцієнт фільтрації розділяючого шару складає в більшості  $(1,8-2,8) \times 10^{-5}$  м/доб; в б. Зустрічній біля струмка –  $(0,9-2,4) \times 10^{-4}$  м/доб; в балці Тополиній –  $(1,6-8,0) \times 10^{-5}$  м/доб (гирло) і  $(0,3-1,6) \times 10^{-5}$  м/доб (верхів'я);

– коефіцієнт фільтрації водовміщуючих четвертинних суглинків на вододілі між балкою Тополиної і балкою вздовж шляхопроводу - 0,1 м/доб, на решті території - 0,18-0,2 м/доб; для неогенових пісків встановлений коефіцієнт фільтрації дорівнює 1,6 м/доб;

– інфільтраційне живлення становить переважно 10 -15 мм/рік і 20 мм/рік в тальвегах балок Зустрічна і Тополина. За результатами попередніх досліджень інфільтраційне живлення на період до забудови території становило 6-10 мм/рік. Сумарна величина інфільтраційного живлення - 71,2 м<sup>3</sup>/доб. Приток підземних вод з боку суміжних територій - 7 м<sup>3</sup> / добу з північного сходу і 6 м<sup>3</sup>/доб - з південного сходу;

– параметр взаємозв'язку підземних вод з поверхневими в б. Зустрічній - 0,6-5,1 м<sup>2</sup>/доб, в б. Тополиній - 1,0-6,7 м<sup>2</sup>/доб.

При зазначених параметрах гідродинамічна модель території досліджень збалансована в межах своїх гідродинамічних границь (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 Баланс підземних вод на період до забудови території

Приходні елементи балансу, м <sup>3</sup> /доб		Росхідні елементи балансу, м <sup>3</sup> /доб	
<b>Шар 1</b>			
Інфільтраційне живлення	71,2	Перетікання в неогенові піски	93,3
Приток на зовнішньому контурі	44,3	Розвантаження в струмок б. Тополина	11,3
		Випаровування	9,1
		Височування	0,6
		Ємнісна складова	1,1
<b>Всього</b>	<b>115,5</b>	<b>Всього</b>	<b>115,4</b>
<b>Шар 2</b>			
Перетікання через кровлю	93,3	Розвантаження на зовнішньому контурі (на сході)	92,1
Ємнісна складова	0	Ємнісна складова	1,3
<b>Всього</b>	<b>93,3</b>	<b>Всього</b>	<b>93,49</b>

Відтворене на моделі положення рівневої поверхні ґрунтових вод близьке до фактичного, зафіксованого першими інженерно-геологічними дослідженнями в 1973 - 1974 рр. (рис. 3.3).

При цьому рівень ґрунтових вод в непорушених умовах формувався на більшій частині території (крім балок) на глибинах від 20 до 28 м (рис. 3.4).

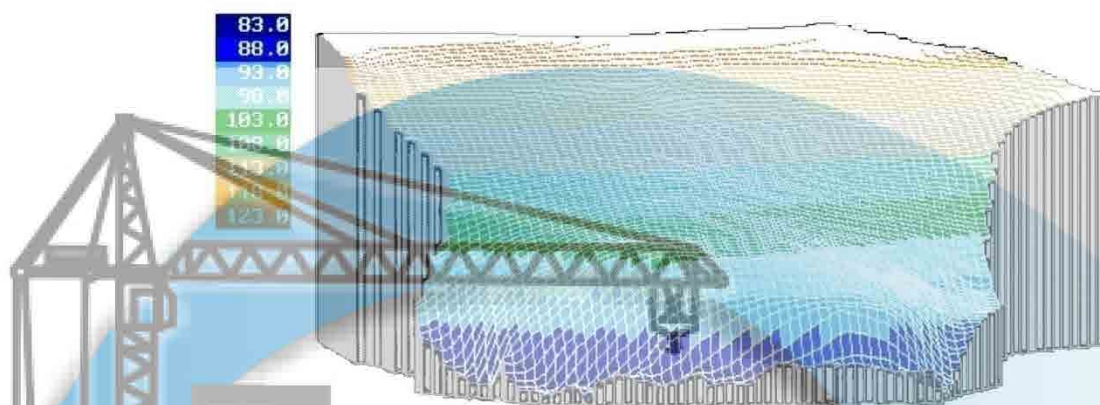


Рисунок 3.3 – Рівнева поверхня ґрунтових вод (абс. відм., м) станом на 1973 р.

Динамічна відповідність моделі і об'єкта обґрунтована рішенням зворотних нестационарних задач з відтворенням динаміки формування рівневої поверхні ґрунтових вод з 1975 р. до 2012 р. за окремими періодами. При цьому параметри водоносного горизонту і граничні умови залишалися

величинами постійними, а змінними в часі є інфільтраційне живлення підземних вод і витрати на границі області фільтрації. Початковими умовами для кожного наступного рішення є результати рішення попереднього періоду. Досягнуту високу точність ідентифікації моделі і об'єкта відображають результати в табл. 3.2.

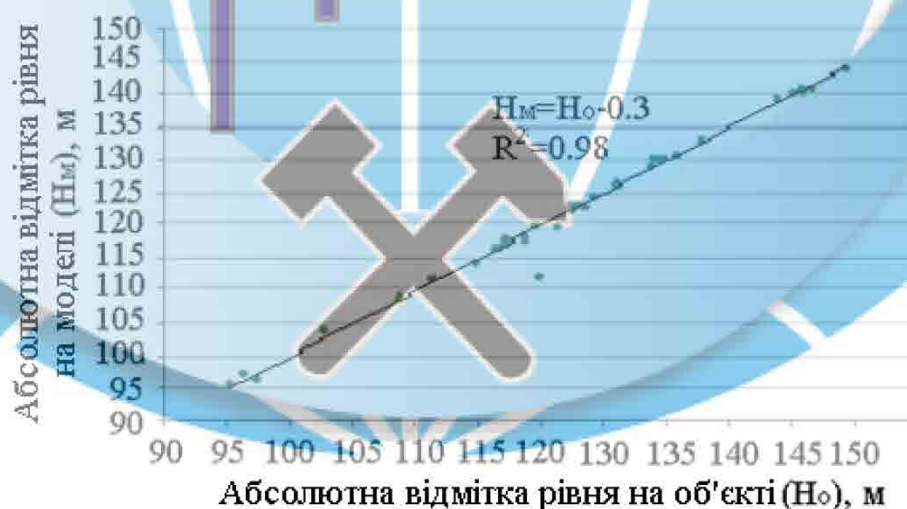


Рисунок 3.4 – Залежність положення рівня ґрунтових вод на моделі і об'єкті станом на 1997 р.

Таблиця 3.2 Баланс ґрунтових вод на період до 1997 р.

Приходні елементи балансу	м <sup>3</sup> /доб			Росхідні елементи балансу	м <sup>3</sup> /доб		
	1989	1991	1997		1989	1991	1997
<b>Шар 1</b>							
Сумарне інфільтраційне живлення	841,8	1011,5	740	Перетікання в неогенові піски	216,4	215,7	190,3
Приток на зовнішньому контурі	23,4	23,9	19,3	Розвантаження в струмок б. Тополина	6,6	6,5	8,5
				Випаровування	80,7	87,6	114,4
				Височування	324,3	366,5	456,5
Ємнісна складова		0,3	20,8	Ємнісна складова	237,4	358,6	10,3
<b>Всього</b>	<b>865,2</b>	<b>1035,7</b>	<b>880,1</b>	<b>Всього</b>	<b>865,4</b>	<b>1034,9</b>	<b>880,0</b>
<b>Шар 2</b>							
Перетікання через кровлю	216,4	215,7	190,3	Розвантаження на зовнішньому контурі (на сході)	91,8	111,8	53,8
Ємнісна складова				Ємнісна складова	567,6	619,9	654,5
Приток з правого схилу б. Зустрічна	360,0	420,0	420,0				
Приток з лівого схилу б. Тополиної	84,0	98,0	98,0				
<b>Всього</b>	<b>660,4</b>	<b>733,7</b>	<b>708,3</b>	<b>Всього</b>	<b>659,4</b>	<b>731,7</b>	<b>708,3</b>

### 3.3 Гідродинамічні зміни післязсувного періоду

У післязсувному періоді на ж/м "Тополя" проведені заходи, спрямовані на зменшення техногенних витоків з водогінних комунікацій, а саме їх ревізія з прокладенням нових трубопроводів, переобладнанням підземних мереж тепlopостачання на поверхневі, ремонт асфальтових відмосток, інженерні заходи щодо захисту території від підтоплення, сприяли тому, що в наступний період з 1997 по 2012 рр. в режимі підземних вод ґрунтового водоносного горизонту спостерігається інверсія.

У період 1997 - 2012 рр. за результатами моделювання, які ідентичні даним фактичних спостережень (рис. 3.5), спостерігається зниження рівня підземних вод четвертинних відкладів (рис. 3.6 – 3.7) на всій території, за винятком балок та їх відрогів.

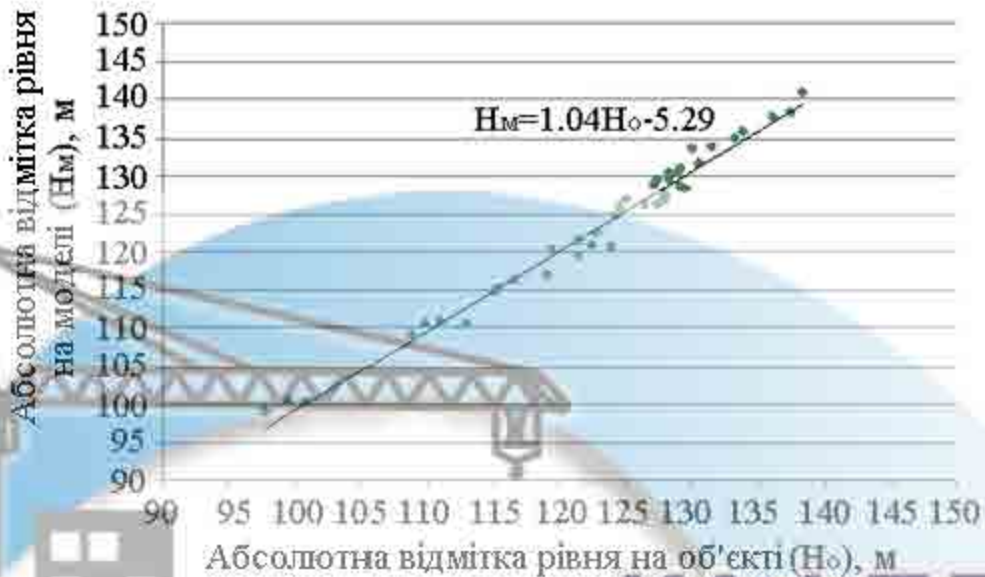


Рисунок 3.5 – Відповідність моделі і об'єкта досліджень за положенням рівня підземних вод на 2012 р.

Для цілісного сприйняття картини формування гідродинамічного режиму підземних вод досліджуваної території за станом на 2012 р. особливу увагу приділено кількісній оцінці природних і техногенних складових водного балансу.

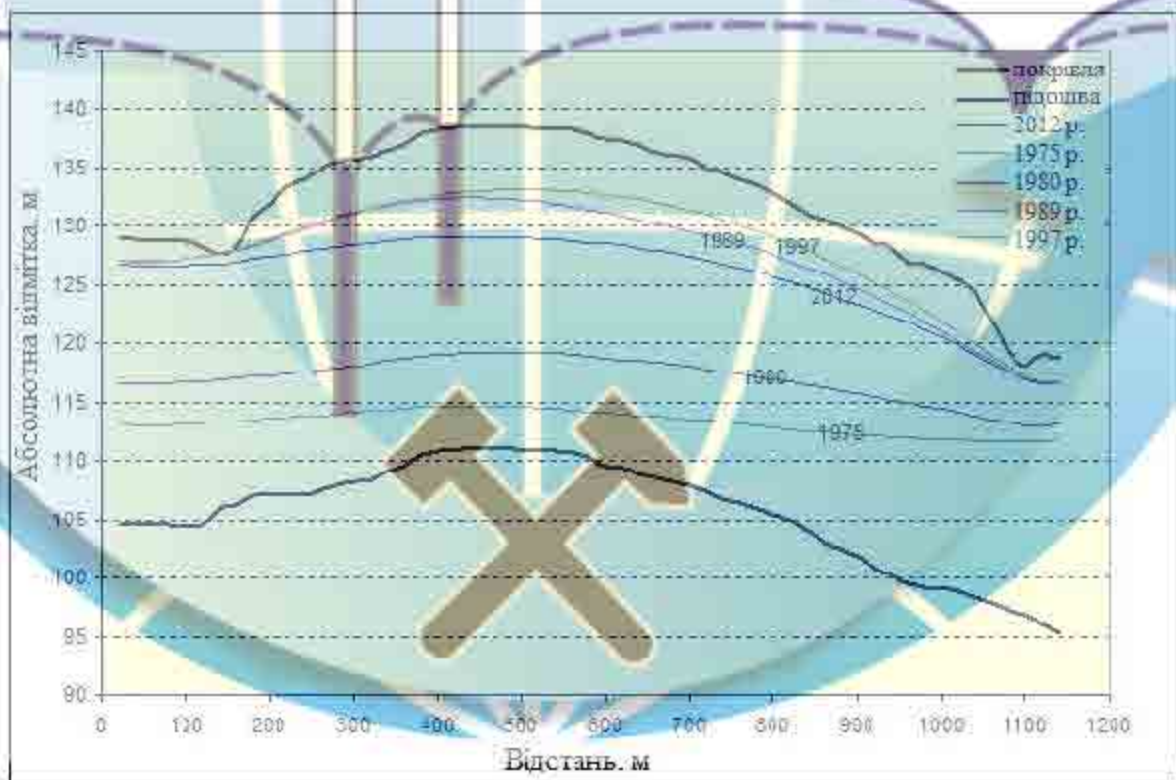


Рисунок 3.6 – Динаміка рівневого режиму підземних вод в багаторічному розрізі (з півночі на південь).





Рисунок 3.7 – Динаміка рівневого режиму підземних вод в багаторічному розрізі (зі сходу на захід).

Поле інфільтраційного живлення, де природна складова від інфільтрації атмосферних опадів змінюється від 10 до 65 мм/рік, а техногенна від 0 до 200 мм/рік, представлено на рис. 3.8.

Частка природної складової інфільтрації від атмосферних опадів виділена з урахуванням глибини залягання рівня ґрунтових вод. Техногенна складова корелює зі щільністю забудови і водогінних комунікацій, нормативними витоками залежно від діаметра комунікацій, матеріалу і режиму роботи мереж. Коригування моделі в процесі розв'язання обернених задач дозволило встановити зони з максимальними величинами техногенних витоків.

При цьому величина техногенного живлення в балансі водоносного горизонту четвертинних відкладів складає 335,7 м<sup>3</sup>/доб, що майже втричі перевищує природне (120,5 м<sup>3</sup>/доб).

Отримані в процесі вирішення ідентифікаційних обернених задач результати щодо формування рівневої поверхні в часі, свідчать про

адекватність моделі і об'єкта досліджень, що дозволяє виконати прогнозні розрахунки.



Рисунок 3.8 – Розподіл інфільтраційного живлення в межах ж/м "Тополя-2 і 3".

Прогнозні розрахунки в умовах збереження величини інфільтраційного живлення (варіант 1), встановленої на 2012 р, свідчать про стабілізацію положення рівневої поверхні підземних вод, як в короткостроковому, так і довгостроковому періоді. Це найбільш сприятливий варіант для експлуатації житлових масивів і гідрогеомеханічної стійкості ґрунтового схилу. Однак

досвід експлуатації підземних водоносних комунікацій в часі, результати попередніх досліджень з моделювання гідродинамічного режиму [15], дані режимних спостережень підтверджують [26] необхідність вирішення прогностичних завдань в песимістичній постановці, коли без проведення спеціальних профілактичних заходів та заходів з експлуатації підземних мереж техногенне інфільтраційне живлення збільшується.

Тому один з варіантів прогностичних рішень (варіант 2) передбачав розвиток ситуації, що супроводжується зростанням поля інфільтраційного живлення на 70% в найближчі 10 років. Результат рішення за варіантом 2 - підвищення рівня підземних вод від 2,1 м до 2,6 м.

Окремо слід зупинитись на динаміці формування рівневого режиму нижнього неогенового водоносного горизонту.

Тенденція підйому рівня зафіксована на час досліджень, коли спостерігається інверсія потоку в першому розрахунковому шарі, так і на період потенційного підйому рівня ґрунтових вод (варіант 2). Це пояснюється тим, що живлення водоносного горизонту неогенових відкладів відбувається не тільки за рахунок перетікання з верхнього горизонту, а й безпосередньо на ділянках розмиву водоутриву в балках, а також з правого схилу б. Зустрічна, де розташовані численні техногенні об'єкти.

Тому наступний варіант прогностичних рішень (варіант 3) розглядав можливість інтенсивного підйому рівня в другому розрахунковому шарі за рахунок живлення в балці. Результати розрахунків показують, що при підвищенні рівня в неогенових відкладах, рівневий режим четвертинного горизонту на більшій частині території не зазнає суттєвих змін. Це підтверджує висновок щодо визначальної ролі інфільтраційного живлення у формуванні рівневого режиму на території досліджень. При цьому в балці і 100 метровій зоні її схилу, змінюється напрямок перетікання і уповільнюється розвантаження підземних вод четвертинних відкладів, що негативно впливає на стійкість ґрунтового схилу.

Підсумкові науково-практичні результати, викладені у розділах 2, 3 зводяться до наступного.

Експериментально встановлені закономірності ослаблення структурної стійкості льосових порід. Вперше показано, що анізотропія льосового масиву набуває інверсії внаслідок техногенного впливу фільтраційних і деформаційних процесів в присхилових областях за девіатора напружень 150 - 200 кПа, що призводить до активізації процесів глибинної ерозії в льосових породах і провокує зсуви течії, при цьому значення коефіцієнта фільтрації в горизонтальному і вертикальному напрямках відрізняються до 9 разів.

Отримані середні значення маси виносу частинок, а також їх гранулометричний склад для Придніпровського льосового суглинку з виділенням прогностичної зони переходу суфозії в першу стадію розмиву і глибинної ерозії з інтервалом девіатора напруг 150 - 200 кПа і гідравлічним градієнтом 20 кПа.

Обґрунтована математична модель фільтраційних процесів техногенно навантаженого льосового масиву території ж/м "Тополя" за скінченно-різницевою схемою. Рішення варіантного ряду нестационарних обернених і прогностичних задач дозволило сформувати повну ретроспективну і прогностичну картину динаміки формування рівневого режиму підземних вод і встановити, що техногенна інфільтрація майже втричі перевищує природну і є основним фактором зсувонебезпечності.

Обґрунтована методика оцінки стійкості льосових схилів, що заснована на врахуванні енергетичних і гідродинамічних параметрів, і адаптована для розв'язання задач стійкості льосів в техногенно порушеному масиві. Вперше показано, що основним параметром, який визначає зсувонебезпечність льосового масиву, є потенціал активації схилу у вигляді суми градієнтів повної енергії і градієнтів деформацій. Потенціал активації в стадії активізації зсувного процесу знаходиться в діапазоні 0,08 - 0,09 і є критичним.



The logo is a circular emblem with a blue and white color scheme. The top half shows a construction crane and a building. The bottom half shows a cross-section of the earth with a grid, a large blue arrow pointing right, and a crossed hammer and pickaxe. The text is overlaid on the right side of the emblem.

**КАФЕДРА  
ГІДРОГЕОЛОГІЇ  
ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ**

## 4. ОБҐРУНТУВАННЯ РЕКОМЕНДАЦІЙ З ЛІКВІДАЦІЇ ЛОКАЛЬНИХ ТЕХНОГЕННИХ ЗАГРОЗ

### 4.1 Оцінка умов формування та розвитку суфозійних процесів

Оскільки суфозія є результатом діяльності підземних вод і однією з причин активізації зсувних процесів, розглянемо можливість її розвитку в геолого-гідрологічних умовах техногенно навантаженої території ж/м "Тополя".

Лесові ґрунти, що складають геологічний розріз досліджуваної території, за вмістом водорозчинних солей відносяться до незасолених. Тому питання хімічної суфозії в даному випадку не розглядається.

Під механічною суфозією розуміють винос фільтраційним потоком дрібних частинок ґрунту. При цьому основними діючими силами, що викликають суфозію, є критичні швидкості руху фільтраційного потоку і зростаючий гідродинамічний тиск у фільтраційному потоці.

Суфозія виникає за умов:

- неоднорідності породи, при якій можливе пересування більш дрібних частинок серед великих (геометричний критерій);
- критичних градієнтів потоку, що викликають утворення підвищених швидкостей фільтрації води або критичної величини гідродинамічного тиску в породи (гідролічний критерій);
- наявності області виносу, розвантаження породи від дрібних частинок.

Поєднання цих умов визначає порушення внутрішньої рівноваги в породи і неминучість розвитку суфозії. Таким чином, в залежності від геологічної обстановки суфозія може розвиватися:

- 1) в шарі або товщі неоднорідних порід, що мають критичний гранулометричний склад;
- 2) на контакті двох шарів, що розрізняються за складом;

3) на контактi породи з заповнювачем фiльтрiв, дренажiв та iнших штучних присипок i засипок, або на схилах, вiдкосах.

Суфозiя може бути класифiкована за наступними видами [7]:

1. Внутрiшня суфозiя. Протiкає всерединi незв'язної рихлої породи з короткочасним i коротким шляхом перенесення.

2. Зовнiшня суфозiя, випiр. Протiкає на вiльнiй поверхнi незалежно вiд напрямку фiльтрацiйного потоку i ухилу поверхнi.

3. Контактна суфозiя, контактний розмив. Вiдбувається в контактнiй зонi рихлих порiд рiзного складу.

Але зазначенi види суфозiї можуть розвиватися тiльки при вiдповiдному гiдродинамiчному тиску фiльтрацiйного потоку. Як показали дослiдження Н.М. Бочкова, О.М. Патрашова, В.С. Iстомiної [5], механiчна суфозiя розвивається, переважно, в ґрунтах з коефiциєнтом неоднорiдностi бiльше 20 i гiдравлiчним градиєнтом бiльше 5, тобто:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \geq 20, I \geq 5, \quad (4.1)$$

де  $d_{60}$  - контролюючий дiаметр частинок;  $d_{10}$  - дiючий або ефективний дiаметр частинок, мм.

Суфозiя на контактi двох шарiв може вiдбуватися в тому випадку, якщо вiдношення коефiциєнтiв фiльтрацiї цих шарiв бiльше 2:

$$\frac{K_D}{K_d} \geq 2.$$

Бiльшiсть дослiдникiв розглядає питання механiчної суфозiї лише для незв'язних ґрунтiв. Однак, практика показує, що механiчна суфозiя за певних умов розвивається i в мало зв'язних ґрунтах (до останнiх можна вiднести i лесовi супiски).

Лесові ґрунти є фільтраційно-анізотропними – у вертикальному напрямку вони більш водопроникні, ніж у горизонтальному. У зв'язку з цим, руху води в горизонтальному напрямку чиниться більший опір, ніж у вертикальному.

Гідродинамічний тиск у фільтраційному потоці тим вище, чим нижче водопроникність ґрунтів. При значних напорах гідродинамічний тиск є причиною порушення стійкості відкосів і схилів, викликає перехід порід в пливунний стан, сприяє розвитку процесів суфозії та активізації зсувів.

Незважаючи на видиму ясність виникнення і розвитку механічної суфозії, її кількісна оцінка ускладнена через недостатню деталізацію процесу. Для визначення, чи є лесові ґрунти суфозійними, за графіками зернового складу в напівлогарифмічному масштабі [9] визначені діаметри часток (табл. 4.1).

Таблиця 4.1. Діаметр часток, визначених за графіком зернового складу ділянки досліджень

№ ПЕ	Діаметр часток, з відсотковою вагою 3, 10, 17, 50 и 60%					Ступінь неоднорідності i	$d_3$ $d_{17}$	Пористість, д.од.	N
	$d_3$	$d_{10}$	$d_{17}$	$d_{50}$	$d_{60}$				
	U								
3	0.0018	0.003	0.0064	0.022	0.028	8.28	0.281	0.51	0.670
3 <sup>a</sup>	0.0018	0.003	0.0061	0.021	0.026	8.23	0.295	0.47	0.569
4,4 <sup>a</sup>	0.0022	0.005	0.0120	0.026	0.030	5.45	0.183	0.44	0.424
5	0.0018	0.003	0.0058	0.024	0.034	12.01	0.310	0.45	0.634
6	0.0025	0.006	0.0110	0.024	0.030	5.15	0.227	0.42	0.311
7	0.0015	0.002	0.0033	0.020	0.027	12.34	0.455	0.41	0.546
8	0.0026	0.005	0.0097	0.023	0.027	5.14	0.268	0.43	0.398
9	0.0014	0.002	0.0028	0.018	0.036	19.62	0.500	0.41	0.713



Суфозійним вважається ґрунт, для якого виконується умова:

$$d_3/d_{17} \leq N, \quad (4.3)$$

$$N = 0.32\sqrt{U}(1+0.05U)n/(1-n), \quad (4.4)$$

де  $n$  - пористість ґрунту, д. од.

Згідно виконаних розрахунків ґрунти території досліджень відносяться до суфозійних.

Однак при оцінці і прогнозі розвитку процесу суфозії необхідно визначати як швидкість фільтраційного потоку (швидкість розмивання), так і градієнт потоку, від якого залежить величина гідродинамічного тиску:

$$D_{гд} = I \cdot \rho_v, \quad (4.5)$$

де  $\rho_v$  - щільність води, 1,0 г/см<sup>3</sup>.

В таблиці 4.2 представлений розрахунковий діаметр частинок в неоднорідній породі, з виносом яких при відповідній швидкості потоку починається суфозія [5].

Таблиця 4.2 Швидкість розмивання підземного потоку

Розмір часток, мм	5	3	1	0,8	0,5	0,3	0,1	0,08	0,05	0,03	0,01
Швидкість розмивання, м/хв	13,23	10,37	5,91	5,3	4,18	3,08	1,83	1,67	1,31	1,02	0,59

Початкову швидкість фільтраційного потоку (м/с), при якій починається суфозія, визначають за формулю Зихарда:

$$V_{P43} = \frac{\sqrt{K_\phi}}{15}, \quad (4.6)$$

де  $K_\phi$  – коефіцієнт фільтрації породи, м/с.

Для визначення швидкості виносу часток двох суміжних горизонтів використовують залежність Ізбаш-Козлової [5].

$$V_p = 0.26d_{60}^2(1+1000\frac{d_{60}^2}{D_{60}^2}), \quad (4.7)$$

де  $d_{60}$  і  $D_{60}$  – діаметри 60% часток відповідних горизонтів, мм. Ця формула виведена для однорідних пісків діаметром 0,088-0,5 мм і однорідного за складом гравію з діаметром часток від 2-3 до 12-15мм.

Руйнування неоднорідних піщаних порід відбувається при градієнтах

[5]:

формула Терцаги

$$I_p = (\rho_s - 1)(1 - n), \quad (4.8)$$

формула Замарина

$$I_p = (\rho_s - 1)(1 - n) + 0.5n, \quad (4.9)$$

де  $\rho_s$  – щільність мінеральних часток піску (питома вага), г/см<sup>3</sup>;  $n$  – пористість піску, д. од.

Розрахунок критичного гідродинамічного тиску можливий також за формулою Г.П. Квашина [5]:

$$I_k = \rho_{sb} \operatorname{ctg} \varphi, \quad (4.10)$$

де  $\rho_{sb}$  – щільність ґрунту з урахуванням зважуючої дії води, г/см<sup>3</sup>,  $\varphi$  – кут внутрішнього тертя.

Для прогнозу розвитку суфозії використовують графік Істоміної (рис. 4.1), з якого видно, що чим більше неоднорідність ґрунту, тим менше градієнт, при якому починається суфозія.

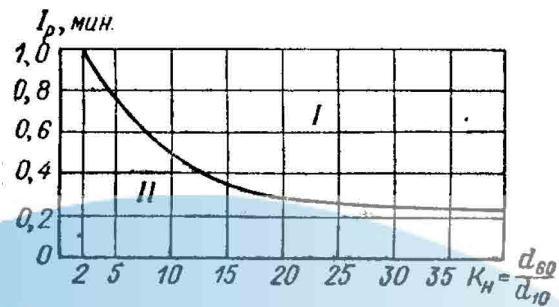


Рис. 4.1 Графік для оцінки можливості розвитку суфозії: I – область руйнівних градієнтів фільтраційного потоку, II – область безпечних градієнтів.

Значення критичних гідравлічних градієнтів для лесів і лесових суглинків, отримані за вищенаведеними формулами, представлені в таблиці 4.3 [15].

Таблиця 4.3 Критичні значення гідравлічних градієнтів ( $I_k$ )

№ ПЕ	Величина $I_k$ , розрахована за залежністю		
	(5.7)	(5.8)	(5.9)
3	0.82	1.07	2.68
3 <sup>a</sup>	0.89	1.12	3.10
4	0.87	1.11	2.29
4 <sup>a</sup>	0.92	1.14	3.20
5	0.93	1.16	3.24
6	0.96	1.17	2.95
7	1.01	1.22	4.75
8	0.94	1.16	2.72
9	1.02	1.23	4.79

Величини критичного гідравлічного градієнта, розраховані за формулами Терцагі (4.8) і Замаріна (4.9), близькі між собою. Розрахунки за формулою (4.10) дають градієнти значно вище, однак дана формула передбачає наявність критичного динамічного тиску, що виникає на стінках стокових поверхонь (стінках свердловин), а у процесі, що розглядається

відповідає поверхні глибинних ерозійних каналів, які формують початок зсуву-течі.

#### 4.2 Аналіз результатів обстеження території

Зважаючи на те, що дослідження у форматі договору (див. " Вступ") підпорядковані більш загальній меті щодо приведення житлових масивів "Тополя" у стан, який не загрожує аваріями і відповідає нормативам експлуатаційної придатності будівель і об'єкту в цілому, були вивчені інженерно-геологічні умови території. Для цього використані матеріали і документи обстежень об'єктів у експертних комісіях (починаючи з 1993 р), а також фактичні дані вибіркового обстеження, виконаного в період виконання роботи, результатом якої є звіт.

Передумови аналізу і результати обстежень дозволяють скласти типізацію території за інженерно-геологічними та фізико-геологічними процесами. Виділені чотири типові зони, які характеризуються наступними умовами.

**Перша зона.** Просідання ґрунтів, синхронне підвищення рівня підземних вод, рівномірне за площею. Локалізовані просідання поверхні співпадають з пошкодженнями водонесучих мереж та вибоїн у асфальтовому покритті механічного пошкодження. Стан багатоповерхових будівель і вимощень – задовільний.

**Друга зона.** На фоні просідання ґрунтів, що відбувається синхронно рівномірному підвищенню рівня підземних вод, спостерігаються більш контрастні просідання поверхні у вигляді вертикального відриву вимощень і сходів до під'їздів, вирв навколо колодязів водокомунікаційних мереж. В цілому формується хвилеподібний рельєф поверхні. В багатоповерхових будівлях спостерігаються відслонення стінового покриття, незначні перекошення отворів дверей. У цілому значних порушень конструкцій не відзначається. У спорудах, що мають конструктивні деформаційні стрічки, простежується їх сезонна активізація. Цегляні одноповерхові допоміжні

приміщення (як правило, до будівлі) пошкоджені тріщинами з розкриттям до 5...10 см.

**Третя зона** має всі характерні прояви просідань і деформацій будівель, що визначають другу зону, але їх інтенсивність збільшується нерівномірністю амплітуди просідань, що обумовлена наявністю насипних ґрунтів у природних ярах, ліквідованих при забудові, та лійковидними пониженнями у сучасному спланованому рельєфі. Характерні деформаційні пошкодження будівель найбільш виразні у місцях контакту жорстких конструктивних елементів і цегляних стін з розкриттям тріщин до 10 мм (окремі до 20 мм) при збереженні задовільного стану споруд.

**Четверта зона.** Контур зони окреслюється площею ґрунтового схилу з максимальними градієнтами фільтрації у четвертинному водоносному горизонті (приповерхневий ґрунтовий горизонт). Глибина залягання рівня ґрунтових вод суттєво залежить від умов фільтрації до балок Зустрічна і Тополина, а також додаткових джерел техногенної інфільтрації з пошкоджених зливових мереж та штучних перешкод на шляху поверхневого стоку, а саме: а) гідравлічного опору русел балок, які засмічені і замулені; б) штучних лійкових понижень рельєфу; в) безстічних ярів і зривів, що штучно формуються при неналежній забудові гаражів. Контури цієї зони слід окреслити відстанню, що дорівнює сумі двох складових: 1) відстані від тальвегів балок до підшви схилів; 2) відстані від підшви схилів до верхнього контуру інфільтраційного живлення у межах 150-270 мм/рік.

Прояви деформаційних процесів в межах зони визначаються задовільним станом багатоповерхових будинків, помірними проявами вертикального відриву та лійковими просіданнями асфальтового покриття (що вочевидь пов'язане зі значними кутами стокових поверхонь техногенного рельєфу при незадовільному стані технічного водовідведення).

У зоні експлуатуються два гаражні кооперативи № 11 та №8 з заглибленням підвалів. Стан будівель задовільний, хоча спостерігаються стінові тріщини. Поверхнєве водовідведення у кооперативах задовільне.

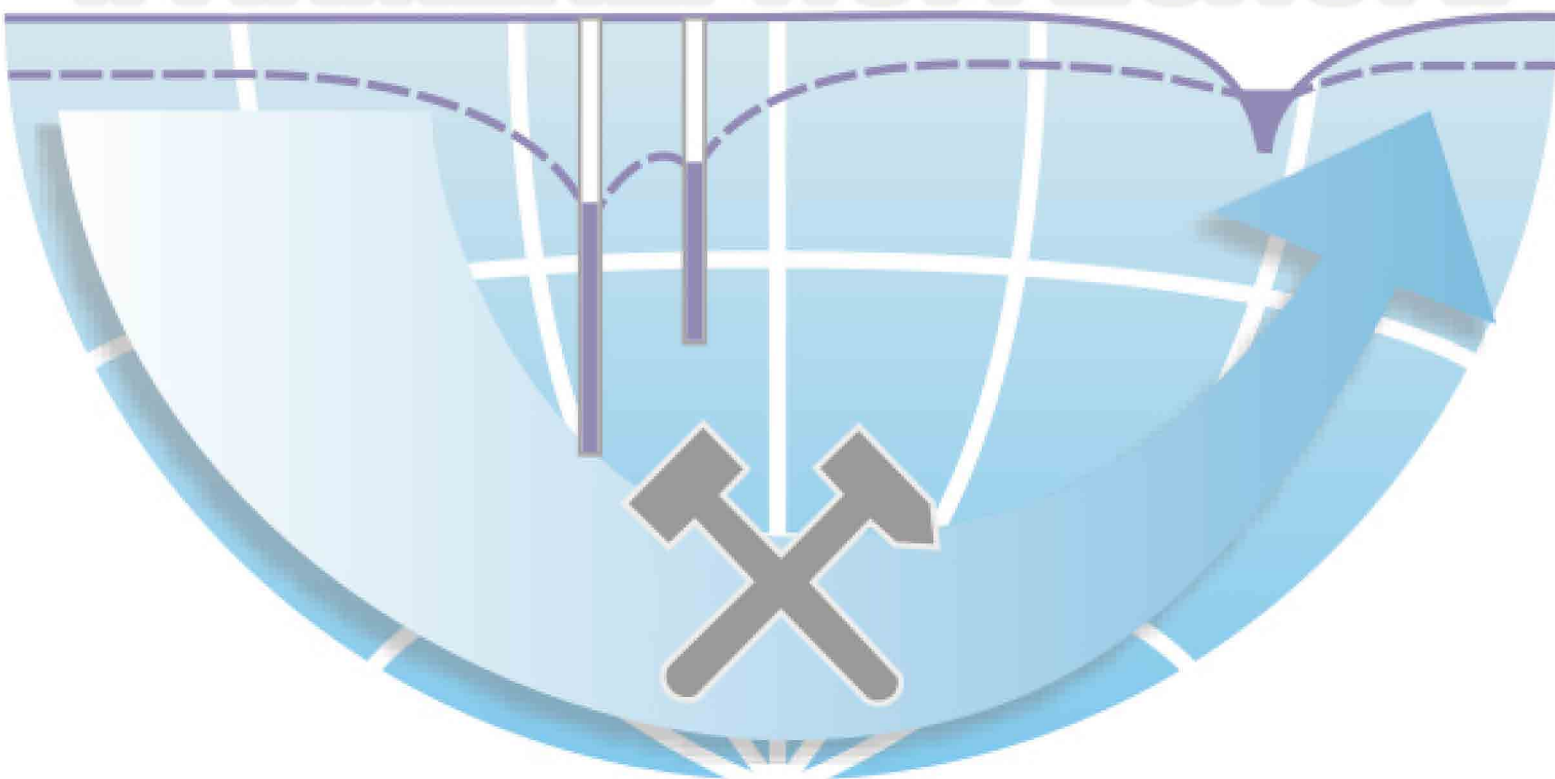
Протидію зсувним процесам складають заглиблені підвалини з фундаментних блоків і цегляні наземні конструкції із залізобетонним перекриттям (приклад детального розгляду інженерно-геологічної ситуації у кооперативі №11 наведений у додатку №1).

Найбільш загрозові умови розвитку негативних процесів з деформаціями формуються у випадках, коли будівлі розташовані поблизу присхилкових зон з лійковидним накопиченням поверхневого стоку та його перехопленням у штучних ярах та площинах відриву ґрунтів (див. додаток 1).

Зона розглядається як найбільш загрозові щодо розвитку суфозії, її переходу у глибинну ерозію та формування зсуву-течії.

Згідно представленої класифікації складена карта (рис. 4.2) розповсюдження визначених зон у межах ж/м "Тополя-2". Зважаючи на те, що цей аспект не був визначений технічним завданням, слід провести додаткові обстеження і уточнення.

## КАФЕДРА ПІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ



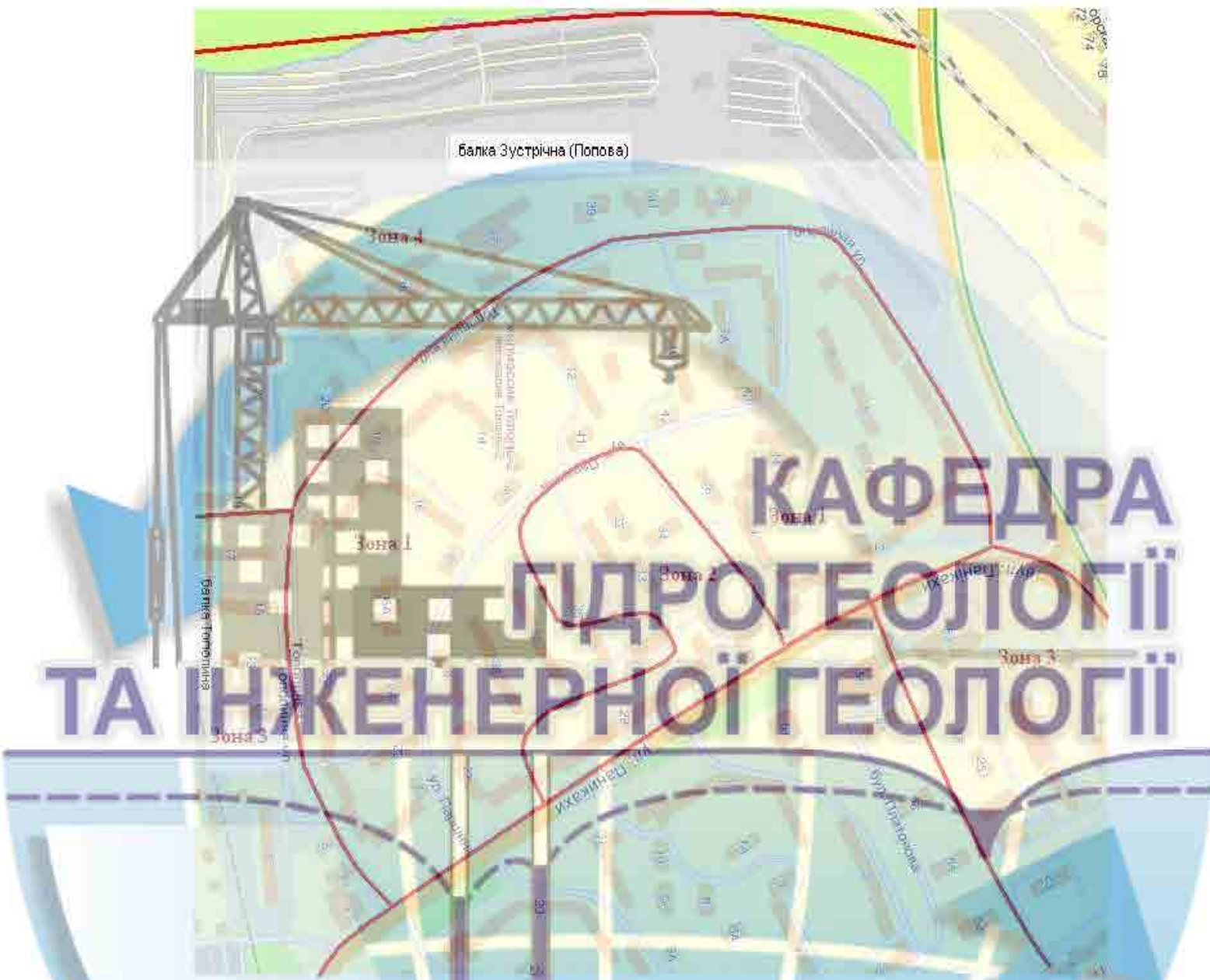


Рис. 4.2 Типізація території за геотехнічними та інженерно-геологічними умовами (контуром зображені границі зон)

Таким чином, в межах житлового масиву "Тополя-2" є природні передумови (розташування в межах схилу вододілу, що глибоко й інтенсивно прорізаний ярово-балковою мережею, наявність в розрізі лесових просадних ґрунтів великої потужності) для розвитку негативних інженерно-геологічних процесів (підтоплення, суфозія, площинний змив, ерозія, зсуви). Проте активізація їх розвитку, концентрація, частота та масштаби прояву цілком визначаються дією факторів техногенного походження.

Основним видом техногенного навантаження території досліджень є щільна багатоповерхова забудова та технічно незадовільна експлуатація всіх типів підземних водонесучих комунікацій.

Найбільш динамічним фактором, що здатен різко підсилувати дію інших, є порушення гідродинамічного режиму території. Фактичні зміни гідродинамічного режиму ж/м "Тополя-2" зафіксовані даними режимних спостережень, обстеження території та інженерно-геологічних вишукувань. В умовах певної невизначеності і багатофакторності процесів метод математичного моделювання є найбільш обґрунтованим і надійним методом дослідження умов формування гідродинамічного режиму підземних вод техногенно навантажених територій. Основні висновки з моделювання режиму підземних вод території досліджень, аналізу інженерно-геологічної будови та фактичних проявів інженерно-геологічних процесів з наданням інженерних рекомендацій полягають в наступному.

Аналіз гідрогеологічних умов території досліджень свідчить про те, що житлові масиви "Тополя-1,2,3" належать до єдиної гідродинамічної системи. Однак задачі, поставлені в даній роботі, дозволяють розділити масиви за лінією току, де ж/м "Тополя 2 і 3" як нерозривна складова цієї системи, є збалансованими в своїх гідродинамічних межах. Досліджена динаміка підземних вод у межах ж/м "Тополя-2" має пояснення з огляду на процеси, що протікають на суміжній території, і є реакцією на них, що визначено кількісно.

Створення математичної моделі передбачало схематизацію природних гідрогеологічних умов і складний процес рішення обернених ідентифікаційних задач, головною метою яких є створення моделі, що за фізичною будовою та реакцією на зафіксовані гідродинамічні збурення адекватна реакції геотехнічного середовища.

В розрізі модель представлена двохшаровою водоносною товщею, де перший розрахунковий шар відображує ґрунтовий водоносний горизонт четвертинних відкладів, а другий – неогенових пісків. Водоносні горизонти



мають локальний гідравлічний зв'язок і фільтраційне сполучення через розділяючий слабопроникний шар червоно-бурих суглинків та глин. У плані фільтраційне поле представлено сіткою з рівномірним кроком 20 м і містить 5898 розрахункових блоків. Гідродинамічна модель за фізичною суттю відповідає натурному об'єкту за наступних параметрів:

- коефіцієнт фільтрації водомістких четвертинних суглинків на вододілі між балкою Тополиною і балкою вздовж шляхопроводу – 0,1 м/доб, на решті території – 0,18-0,2 м/доб; для неогенових пісків встановлено коефіцієнт фільтрації 1,6 м/доб;

- коефіцієнт фільтрації розділяючого шару становить переважно  $(1,8-2,8) \cdot 10^{-5}$  м/доб; в балці Зустрічна близько струмка –  $(0,9-2,4) \cdot 10^{-4}$  м/доб і  $(3,2-4,0) \cdot 10^{-5}$  м/доб – у тальвезі; в балці Тополиній –  $(1,6-8,0) \cdot 10^{-5}$  м/доб (гирло) і  $(0,3-1,6) \cdot 10^{-5}$  м/доб (верхів'я);

- інфільтраційне живлення до забудови складає переважно 10-15 мм/рік і 20 мм/рік в тальвезі б. Тополиній. Приток підземних вод з боку суміжних територій на територію ж/м "Тополя 3" і далі на ж/м "Тополя-2" з північного сходу – 7 м<sup>3</sup>/доб і з південного сходу – 6 м<sup>3</sup>/доб;

- параметр взаємозв'язку підземних вод з поверхневими в б. Зустрічна – 0,6-5,1 м<sup>2</sup>/доб, в б. Тополиній – 1,0-6,7 м<sup>2</sup>/доб.

Рішення варіантного ряду нестационарних обернених задач дозволило сформувати повну ретроспективну картину динаміки формування рівневого режиму підземних вод, починаючи з моменту до забудови території (1973 р) по теперішній час (2012 р), і зробити висновки щодо основних факторів його формування.

Періоди 1973-1997 рр. і 1997-2012 рр. характеризуються інверсією напрямку в динаміці руху підземних вод ґрунтового водоносного горизонту.

Так в період з 1973 по 1997 рр. зафіксований стрибкоподібний підйом рівня ґрунтових вод на 20 м і неогенового водоносного горизонту в середньому на 23 м. Найбільш інтенсивний підйом рівня зі швидкістю 0,95-2,25 м/рік характерний для періоду 1980-1990 рр. Результатами моделювання

підтверджено, що формування зон інтенсивного зволоження у вигляді куполів на окремих ділянках і зростання швидкості підйому рівня підземних вод, визначається складовою інфільтраційного живлення в формуванні рівневої поверхні.

Зміна напрямку в динаміці руху підземних вод четвертинного водоносного горизонту є реакцією масиву на зсув, що стався на ж/м "Тополя-1", та наступні інженерні дії, спрямовані на зменшення техногенних витоків з водонесучих комунікацій, а саме їх ревизія з переукладанням трубопроводів, переобладнанням мереж тепlopостачання з підземних на поверхневі, ремонт асфальтових вимощень, створення дренажної мережі, розчищення русла б. Зустрічна поряд зі зсувним масивом та ін. Тому в наступний період з 1997 по 2012 рр. зміна режиму підземних вод ґрунтового водоносного горизонту набула інверсії (зниження рівней).

На території ж/м "Тополя - 2, 3" в період 1997-2012 рр. за результатами моделювання, що ідентичні даним фактичних спостережень, спостерігається зниження рівня підземних вод четвертинних відкладень на всій території, за виключенням балок і їх відрогів. Так в північній, північно-західній та західній частинах ж/м "Тополя-2" рівень підземних вод знизився від 3,0 м до 9,0 м.

При цьому прибуткова складова у водному балансі верхнього водоносного горизонту за рахунок інфільтраційного живлення зменшується майже вдвічі, а в нижньому продовжує зростати на 28%. Останнє пояснюється тим, що живлення водоносного горизонту неогенових відкладень відбувається не тільки за рахунок перетоку з верхнього горизонту, а і безпосередньо на ділянках розмиву водотриву в балках і в зоні живлення з правого схилу б. Зустрічна, де розташовані гідротехнічні споруди (аеротенки водоканалу) та чисельні промислові об'єкти. Відповідно рівень неогенового водоносного горизонту в період з 1997 по 2012 рр. підвищується в середньому на 6,0 м.

Рішення обернених нестационарних задач дозволило кількісно відокремити природні та техногенні складові водного балансу. Поле інфільтраційного живлення, де природна складова від інфільтрації атмосферних опадів змінюється від 10 до 65 мм/рік, виділене з урахуванням інфільтрації і глибини залягання рівня ґрунтових вод. Техногенна складова інфільтрації (0-200 мм/рік) корелює зі щільністю забудови і водонесучих комунікацій та втратами в залежності від діаметру, матеріалу і режиму роботи комунікацій. Величина техногенного живлення в балансі водоносного горизонту четвертинних відкладів складає 335,7 м<sup>3</sup>/доб, що майже втричі більше за природне (120,5 м<sup>3</sup>/доб). Таким чином, основним фактором формування рівневої поверхні ґрунтових вод в часі є складова інфільтраційного живлення, яка майже на 75% визначається техногенною інфільтрацією.

При цьому досягнення фактичної інтенсивності підйому або зниження рівня підземних вод на моделі стало можливим за рахунок введення детермінованої величини інфільтрації. За інших умов гідродинамічний режим за три роки переходить в стаціонарний і темп зростання (з 1973 по 1997 рр.) або зниження (з 1997 по 2012 рр.) рівня на моделі не відповідає фактичному. Тобто тенденції в зміні рівневого режиму підземних вод, враховуючи сезонні коливання, обумовлені інфільтраційним живленням.

Моделюванням встановлено зони з максимальними величинами техногенних витоків. Вони приурочені до магістрального водоводу в районі Запорізького шосе та району щільної забудови ж/м "Тополя-2". Зонами підвищеної інфільтрації є ділянки забудови, розташовані на крутому схилі балки Зустрічна.

Прогнозні розрахунки в умовах збереження величини живлення, встановленої на 2012 р, свідчать про стабілізацію положення рівневої поверхні підземних вод як в короткостроковому, так і довгостроковому періоді. Проте досвід експлуатації підземних водонесучих комунікацій в часі, результати попереднього моделювання гідродинамічного режиму житлових

масивів і дані режимних спостережень свідчать, що без проведення спеціальних профілактичних та відновлювальних заходів щодо експлуатації підземних мереж, інфільтраційне живлення зростає.

Розвиток ситуації зі зростанням поля інфільтраційного живлення в найближчі 10 років на 70 % призводить до підвищення рівня підземних вод на 2,1-2,6 м.

Прогнозні гідродинамічні розрахунки в умовах інтенсивного зростання рівня неогенового водоносного горизонту за рахунок живлення в балці Зустрічна показують, що рівневий режим четвертинного горизонту на більшій частині території не зазнає суттєвих змін. Однак в балці і 100-метровій зоні її схилу змінюється напрямок перетоку й уповільнюється розвантаження ґрунтових вод, що негативно впливає на стійкість ґрунтового схилу.

Житлові масиви "Тополя-1" і "Тополя-2" розташовані на лівому схилі балки Зустрічна, мають схожі інженерно-геологічні умови і знаходяться в межах єдиної гідродинамічної системи, тому можливість розвитку суфозії слід розглядати з огляду на ситуацію, що передувала зсуву на ж/м "Тополя-1" в 1997 р.

Прояви процесу суфозії зафіксовані при експлуатації дренажної галереї, що примикає до залізничного тунелю. Винос часток ґрунту спостерігався на ділянці залізничного тунелю в б. Зустрічна. Крім того опитування власників гаражів і дач, що були розташовані в районі зсуву, свідчать про активізацію суфозії за 2-3 тижні в нижній частині схилу балки у вигляді конусоподібних впливів ґрунту. В оглядових ямах гаражів, що підрізали схил, відзначали появу води з вмістом часток ґрунту глинистої і пилуватої фракції. Аналогічне височування спостерігалось і на дачних ділянках вздовж підпірних стінок.

Згідно з результатами попередніх досліджень та вищезазначених фактів ґрунти схилу б. Зустрічна відносяться до суфозійних.

Результати обстеження території ж/м "Тополя-2" станом на жовтень

2012 року дають підстави вважати, що схил знаходиться в рівноважному стані і передумов для його переходу в аварійну стадію у вигляді "зсув-течія" на час обстеження не відзначається, хоча фактори, які поглиблюють наближення цього процесу, існують і полягають в наступному:

- за інженерно-геологічними ознаками і геотехнічним станом на території ж/м "Тополя-2" виділені чотири зони, де за рівнем деформаційних пошкоджень будівель і зростанням інтенсивності негативних інженерно-геологічних факторів, загроза підвищується;
- ділянки території ж/м "Тополя-2", які відносяться до найбільш небезпечних, на побудованих картах визначені за сукупністю найбільшої густоти водокомунікаційних мереж, інфільтраційним живленням у межах 150-270 мм/рік, а також до них відносяться поверхні забудованих схилів з лійковими і рівчakovими формами техногенного рельєфу та засміченим базисом дренажування у руслі б. Зустрічна і Тополина.

Заходи попередження аварійних ситуацій:

#### *першочергові*

- проведення інженерно-технічного моніторингу у межах зони 4 з періодичністю обстеження фахівцями двічі на рік (у кінці травня та листопада), що містить оцінку стану поверхневого стоку, зливної мережі, наявності штучних водозбірних лійок і ярів у рельєфі, та дані щодо появи суфозійних конусів виносу, а також інтенсифікації деформацій на будівлях різного призначення;
- припинення будь-яких будівельних і земляних робіт у зоні 4, які уповільнюють поверхневий сток та формують водозбірні лійки і яри, уповільнюють рух води у тальвезі балок Зустрічна і Тополина;
- вжити адміністративні заходи щодо встановлення інженерно-технічного контролю і підтримання геотехнічного стану гаражних кооперативів (детально див., як приклад, додаток 1);
- скласти та реалізувати проект ремонту (або реконструкції)

водокommунікаційних мереж у зоні 4 з ліквідацією штучних водопоглинаючих лійок і ярів у рельєфі (особливо небезпечними є спортивний майданчик школи №53 та штучний поглинаючий яр між бровкою схилу і гаражними будівлями, який треба терміново ущільнити суглинком з трамбуванням). Ремонт зливних комунікацій слід проводити у напрямку підйому рельєфу, починаючи з розчищення балок.

*довгострокові*

- узгодити режим ситуативного геотехнічного моніторингу території масивів "Тополя-1, 2, 3" за сигналами громадян, з виділенням зони 4, як найбільш небезпечної;
- скласти проект реконструкції водокommунікаційних мереж і поверхневого стоку на ж/м "Тополя-2" з його етапною реалізацією: зона 4 – першочергова, у подальшому зони – 1, 2, 3.

# КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

Існуючі моделі змін ландшафтоутворення відображають реальні зміни поверхні; порідних масивів і берегової лінії, якщо будова моделей заснована на суперпозиції аналітичних моделей абразії і вивітрювання з кінцевоелементними профільними моделями напружено-деформованого стану берегових схилів.

Динаміка впливу абразійного процесу на зміни ешор зсувних деформацій у берегових схилах має дискретні прояви у вигляді поступового поглинання рівноважного стану схилу з різкою втратою стійкості і локальним зсувом. Прояви цього процесу екстрапольовані на передбачений період часу.

Світовий і вітчизняний досвід збереження ландшафтів свідчить, що берегова лінія і схили ґрунтових масивів потребують для стабілізації оптимізувати багатofакторну динаміку абразії і параметри інженерних заходів.

Об'єктом досліджень є природно-технічна геосистема, що характеризується комплексом взаємопов'язаних природних та техногенних елементів. В межах житлового масиву є природні передумови (розташування в межах вододілу, що глибоко й інтенсивно прорізаний яружно-балковою мережею, наявність в розрізі лесових просадних ґрунтів великої потужності) для розвитку негативних інженерно-геологічних процесів (підтоплення, суфозія, площинний змив, ерозія, зсуви). Проте активізація їх розвитку, концентрація, частота та масштаби прояву цілком визначається дією факторів техногенного походження.

Основним видом техногенного навантаження території досліджень є щільна багатоповерхова забудова та технічно незадовільна експлуатація всіх типів підземних водонесучих комунікацій.

Найбільш динамічним фактором, що здатен різко підсилювати дію інших, є порушення гідродинамічного режиму території. Фактичні зміни гідродинамічного режиму зафіксовані даними режимних спостережень, обстеження території та інженерно-геологічних вишукувань. В умовах певної

невизначеності і багатофакторності процесів метод математичного моделювання є найбільш обґрунтованим і надійним методом дослідження умов формування гідродинамічного режиму підземних вод техногенно навантажених територій. Основні висновки з моделювання режиму підземних вод території досліджень, аналізу інженерно-геологічних процесів з наданням інженерних рекомендацій.

Експериментально встановлені закономірності ослаблення структурної стійкості льосових порід. Вперше показано, що анізотропія льосового масиву набуває інверсії внаслідок техногенного впливу фільтраційних і деформаційних процесів в присхилкових областях за девіатора напружень 150 - 200 кПа, що призводить до активізації процесів глибинної ерозії в льосових породах і провокує зсуви течії, при цьому значення коефіцієнта фільтрації в горизонтальному і вертикальному напрямках відрізняються до 9 разів.

Отримані середні значення маси виносу частинок, а також їх гранулометричний склад для Придніпровського льосового суглинку з виділенням прогностичної зони переходу суфозії в першу стадію розмиву і глибинної ерозії з інтервалом девіатора напруг 150 - 200 кПа і гідравлічним градієнтом 20 кПа.

Вдосконалена методика оцінки стійкості льосових схилів, що заснована на врахуванні енергетичних і гідродинамічних параметрів, і адаптована для розв'язання задач стійкості льосів в техногенно порушеному масиві. Вперше показано, що основним параметром, який визначає зсувонебезпечність льосового масиву, є потенціал активації схилу у вигляді суми градієнтів повної енергії і градієнтів деформацій. Потенціал активації в стадії активізації зсувного процесу знаходиться в діапазоні 0,08 - 0,09 і є критичним.

Рішення обернених нестационарних задач дозволило кількісно відокремити природні та техногенні складові водного балансу. Поле інфільтраційного живлення, де природна складова від інфільтрації атмосферних опадів змінюється від 10 до 65 мм/рік, виділене з урахуванням



інфільтрації і глибини залягання рівня ґрунтових вод. Техногенна складова інфільтрації (0-200 мм/рік) корелює зі щільністю забудови і водонесучих комунікацій та втратами в залежності від діаметру, матеріалу і режиму роботи комунікацій. Величина техногенного живлення в балансі водоносного горизонту четвертинних відкладів складає 335,7 м<sup>3</sup>/доб, що майже втричі більше за природне (120,5 м<sup>3</sup>/доб). Таким чином, основним фактором формування рівневої поверхні ґрунтових вод в часі є складова інфільтраційного живлення, яка майже на 75% визначається техногенною інфільтрацією.

Результати обстеження території ж/м "Тополя-2" станом на жовтень 2012 року дають підстави вважати, що схил знаходиться в рівноважному стані і передумов для його переходу в аварійну стадію у вигляді "зсув-течія" на час обстеження не відзначається, хоча фактори, які поглиблюють наближення цього процесу, існують і полягають в наступному:

- за інженерно-геологічними ознаками і геотехнічним станом на території ж/м "Тополя-2" виділені чотири зони, де за рівнем деформаційних пошкоджень будівель і зростанням інтенсивності негативних інженерно-геологічних факторів, загроза підвищується;

- ділянки території ж/м "Тополя-2", які відносяться до найбільш небезпечних, на побудованих картах визначені за сукупністю найбільшої густоти водокомунікаційних мереж, інфільтраційним живленням у межах 150-270 мм/рік, а також до них відносяться поверхні забудованих схилів з лійковими і рівчakovими формами техногенного рельєфу та засміченим базисом дренажу у руслі б. Зустрічна і Тополина.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Андреев В.Г. Ветровая волна озеровидных водоемов // Изв. НИИГ, 1939. – №24-25. – С. 44-81.
2. Бабинец А.Е., Огняник Н.С., Шестопалов В.М. Введение в моделирование гидрогеологических процессов. – Киев: Наукова думка, 1980. – 250 с.
3. Барышников Н. Б., Попов И. В. Динамика русловых потоков и русловые процессы. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 342 с.
4. Бишоп Аллен У., Хенкель Д. Дж. Определение свойств грунтов в трехосных испытаниях. Под общей редакцией проф., д.г.-м.н Н.Я. Денисова. – М.: Государственное издательство литературы по строительству, архитектуре и строительным материалам, 1961. – 232 с.
5. Бондарик Г.К., Горальчук М.И., Сироткин В.Г. Закономерности пространственной изменчивости лессовых пород. – М.: Недра, 1976. – 234 с.
6. Бугров А.К., Нарбут Р.М., Сипидин В.П. Исследование грунтов в условиях трехосного сжатия. – Л.: Стройиздат, Ленинградское отделение, 1987. – 184 с.
7. Вознесенский Е. А. Поведение грунтов при динамических нагрузках: Учебное пособие / Е. А. Вознесенский. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 288 с.
8. Гидротехнические сооружения / Г.В. Железняков, Ю.А. Ибад-заде, П.Л. Иванов и др. – М.: Стройиздат. – 1983. – 543 с.
9. Гинзбург Л. К. Противооползневые сооружения/ Л. К. Гинзбург. – Днепропетровск: Лира ЛТД, 2007. – 188 с.
10. Глазунов Г.П., Гендугов В.М. Механизмы ветровой эрозии почв // Почвоведение. – 2001. – № 6. – С. 34-39.
11. Горькова И.М., Окнина Н.А., Душкина Н.А., Рябичева К.Н. Природа прочности и деформационные особенности лессовых пород. – М.: Наука, 1964. – 146 с.
12. ГОСТ 12248–96. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости.
13. Григорян С.С. Об устойчивой форме равновесия галечного берега,

подверженного действию прибора // Прикладная математика и механика, 29, вып. 2, 1965. – С. 8-14.

14. Емельянова Е. П. Сравнительный метод оценки устойчивости склонов и прогноз оползней. – М., Недра, 1971. – 115 с.

15. Жернов И.Е., Павловец И.Н. Моделирование фильтрационных процессов. – Киев: Высшая школа, 1976. – 192 с.

16. Заславский М.Н. Эрозия почв. – М.: Мысль. – 1979. – 245 с.

17. Ивлев А.М., Дербенцева А.М. Эрозия почв и мелиорация на Дальнем востоке. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та. – 1986. – 132 с.

18. Инженерно-геологические свойства горных пород и методы их изучения. Под ред. Безрука В.М., Котлова Ф.В. – М.: Издательство АН СССР, 1962. – 363 с.

19. Інженерний захист правого схилу балки Зустрічна в м. Дніпропетровську, вишукувальні роботи: науково-технічний звіт по об'єкту. – Дніпропетровськ: Укрвосток-ГІІНТИЗ, Дніпропетровський філіал.

20. Інженерний захист територій, будинків і споруд від зсувів та обвалів. Основні положення: ДБН В.1.1-24:2009. – [Чинний від 01-07-10]. – К.: Держстандарт України, 2010. – (Державний стандарт України).

21. Кинг К.А.М. Пляжи и берега. – М.: ИЛ. – 1963. – 435 с.

22. Кондратьев Н.Е. Расчеты ветрового волнения и переформирование берегов водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат. – 1953. – 110 с.

23. Кригер Н.И. Лесс, формирование просадочных свойств. – М.: Наука, 1986. – 130 с.

24. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра. – 1979. – 479 с.

25. Мокрицкая Т. П. Закономерности деградации свойств лессового массива в условиях техногенеза / Т. П. Мокрицкая // Геол. журн. – 2013. – № 1.– С. 73–79.

26. Отчет по гидрогеологическим исследованиям на территории жилмассивов Тополь –2,3 / Данилов А.П. , –Южукргеология. – 1998. – 114 с. (фондовая)

27. Садовенко И.А., Крисан В.И., Куличенко И.И., Тимощук В.И., Тишков В.В. Исследование напряженно-деформированного состояния нагруженного оползневого склона. – Сборник научных трудов Приднепровской строительной академии. – ч1. – 1999, № 1. С. 85–88.

28. Фадеев А.Б. Метод конечных элементов в геомеханике. – М.: Недра. – 1987. – 245 с.

29. Хуан Я.Х. Устойчивость земляных откосов. – М.: Стройиздат. – 1988. – 240 с.



# КАФЕДРА ГІДРОГЕОЛОГІЇ ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ



КАФЕДРА  
ГІДРОГЕОЛОГІЇ  
ТА ІНЖЕНЕРНОЇ ГЕОЛОГІЇ

The logo is a circular emblem with a blue and white color scheme. The top half features a stylized cityscape with a crane and buildings. The bottom half shows a cross-section of the Earth with geological layers, a large blue arrow pointing right, and a crossed hammer and pickaxe. The text is overlaid on the right side of the emblem.