



А.М. ГАЙДІН, Г.І. РУДЬКО

# ТЕХНОГЕННИЙ КАРСТ

КИЇВ – 2016

ДЕРЖАВНА КОМІСІЯ УКРАЇНИ ПО ЗАПАСАХ  
КОРИСНИХ КОПАЛИН

А.М. Гайдін, Г.І. Рудько

# ТЕХНОГЕННИЙ КАРСТ

Київ – 2016

697491

+551 43  
УДК 622.831 : 551.131

ББК 26.326

Г 14



*Друкується за ухвалою експертно-технічної ради  
Державної комісії України по запасах корисних копалин  
(протокол № 300 від 05.04.2016)*

#### **Рецензенти:**

*О.М. Адаменко* – доктор геолого-мінералогічних наук, професор кафедри екології Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу;

*Є.О. Яковлев* – доктор технічних наук, головний науковий співробітник Інституту телекомунікацій і глобального інформаційного простору НАН України.

#### **Гайдін А.М., Рудько Г.І.**

Г 14 Техногенний карст / А.М. Гайдін, Г.І. Рудько. – Київ–Чернівці : Букрек, 2016. – 200 с.

ISBN 978-966-399-771-1

У монографії показано, які зміни умов руху підземних вод під впливом гірничої діяльності призводять до розвитку карстових явищ катастрофічного масштабу і як розвиваються ці процеси. Вперше запропоновано спосіб кількісного опису карстових процесів, що відбуваються довкола соляних рудників і в самих рудниках. Наведено приклади запобігання розвитку катастрофічного карсту, описано способи боротьби з карстовою небезпекою.

Для геологів, географів, науковців, керівників обласних і районних рад, широкого загалу читачів.

УДК 622.831 : 551.131  
ББК 26.326

ISBN 978-966-399-771-1

© А.М. Гайдін, Г.І. Рудько, 2016  
© ДКЗ, 2016  
© Видавничий дім «Букрек», 2016

ГОСУДАРСТВЕННАЯ КОМИССИЯ УКРАИНЫ  
ПО ЗАПАСАМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

**А.М. Гайдин, Г.И. Рудько**

# **ТЕХНОГЕННЫЙ КАРСТ**

Киев – 2016

УДК 622.831 : 551.131

ББК 26.326

Г 14

*Печатается согласно решения экспертно-технического совета  
Государственной комиссии Украины по запасам полезных ископаемых  
(протокол № 300 от 05.04.2016)*

**Рецензенты:**

*О.М. Адаменко* – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры экологии Ивано-Франковского национального технического университета нефти и газа;

*Е.А. Яковлев* – доктор технических наук, главный научный сотрудник Института телекоммуникаций и глобального информационного пространства НАН Украины.

**Гайдин А.М., Рудько Г.И.**

Г 14 Техногенный карст / А.М. Гайдин, Г.И. Рудько. – Киев–Черновцы : Букрек, 2016. – 200 с.

ISBN 978-966-399-771-1

В монографии показано, какие изменения условий движения подземных вод под влиянием горной деятельности приводят к развитию карстовых явлений катастрофического масштаба и как развиваются эти процессы. Впервые предложен способ количественного описания карстовых процессов, происходящих вокруг соляных рудников и в самих рудниках. Приведены примеры предотвращения развития катастрофического карста, описаны способы борьбы с карстовой опасностью.

Для геологов, географов, ученых, руководителей областных и районных советов, широкого круга читателей.

**УДК 622.831 : 551.131**

**ББК 26.326**

© А.М. Гайдин, Г.И. Рудько, 2016

© ГКЗ, 2016

© Издательский дом «Букрек», 2016

ISBN 978-966-399-771-1

STATE COMMISSION OF UKRAINE  
ON MINERAL RESOURCES

**A.M. Haidin, G.I. Rudko**

# **TECHNOGENIC KARST**

Kyiv – 2016

UDK 622.831 : 551.131  
BBK 26.326  
Г 14

*Is published by order of Technical Expert Council  
of State Commission of Ukraine on Mineral Resources  
(Protocol No. 300 of 05.04.2016)*

**Readers:**

*O.M. Adamenko* – Doctor of Geologic-Mineralogical Sciences, Professor of Ecology Department in Ivano-Frankovsk National Technical University of Oil and Gas;

*Ye.O. Yakovlev* – Doctor of Engineering Sciences, Senior Scientific Associate of the Institute of Telecommunications and Global Information Space of the National Academy of Sciences of Ukraine.

**A.M. Haidin, G.I. Rudko.**

Г 14 Technogenic karst / A.M. Haidin, G.I. Rudko. – Kyiv–Chernivtsi : Bukrek, 2016. – 200 p.

ISBN 978-966-399-771-1

The monograph reviews which changes of groundwater's movement conditions, influenced by mining activities, lead to the development of karst catastrophic phenomena, and how these processes are developed. For the first time the quantitative description is proposed in relation to the karst processes that occur around and in salt mines. Examples of disastrous karst prevention were given, as also ways to deal with karst hazards.

The monograph is intended for geologists, geographers, scientists, chiefs of regional and district councils and for a broad range of readers.

**UDK 622.831 : 551.131  
BBK 26.326**

ISBN 978-966-399-771-1

© A.M. Haidin, G.I. Rudko, 2016  
© SCMR, 2016  
© Bukrek Publishers, 2016

# ЗМІСТ

<b>ВСТУП</b> .....	13
--------------------	----

## РОЗДІЛ 1

### **ТЕХНОГЕННА ІНТЕНСИФІКАЦІЯ**

<b>ГІПСОВОГО КАРСТУ</b> .....	34
-------------------------------	----

1.1. Розчинність сульфатів.....	34
---------------------------------	----

1.2. Геологія та історія формування гіпсового карсту Передкарпаття .....	38
---	----

1.3. Техногенна інтенсифікація гіпсового карсту .....	50
---	----

1.4. Розвиток карсту після затоплення кар'єру.....	60
--	----

## РОЗДІЛ 2

### **ТЕХНОГЕННА ІНТЕНСИФІКАЦІЯ**

<b>СОЛЯНОГО КАРСТУ</b> .....	63
------------------------------	----

2.1. Фізико-хімічні властивості солей.....	63
--	----

2.2. Геологія родовищ солей на заході України.....	72
--	----

2.3. Гідрогеологічні умови родовищ солей.....	80
---	----

2.4. Гірничі об'єкти в зоні поширення соленосних порід.....	82
---	----

2.5. Прориви води в соляні шахти .....	92
--	----

2.6. Природно-технічна гідродинамічна система.....	101
--	-----

## РОЗДІЛ 3

<b>КАРСТОВІ ПРОЦЕСИ В ГІРНИЧИХ ВИРОБКАХ</b> .....	109
---	-----

3.1. Рух флюїдів у гірничих виробках.....	109
---	-----

3.2. Розчинення солей у гірничих виробках .....	114
---	-----

3.3. Вплив соляного карсту на стійкість ціликів .....	125
---	-----

3.4. Деформації земної поверхні над карстовими порожнинами.....	144
--	-----

## РОЗДІЛ 4

<b>КАРСТОВІ ПРОВАЛИ</b> .....	149
-------------------------------	-----

4.1. Фізичний механізм карстових провалів.....	149
--	-----

4.2. Прогнозування карстових провалів.....	151
--	-----

4.3. Методика карстологічних досліджень .....	154
---	-----

**РОЗДІЛ 5**

**БОРТЬБА З КАРСТОВОЮ НЕБЕЗПЕКОЮ..... 157**

5.1. Досвід боротьби з проривами води в соляні шахти..... 157

5.2. Методи протикарстового захисту ..... 166

5.3. Гідрозакладки карстових порожнин і гірничих виробок ..... 170

**ВИСНОВКИ ..... 177**

**Список літератури ..... 189**

**Про авторів..... 193**

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>20</b>
-----------------------	-----------

## ГЛАВА 1

<b>ТЕХНОГЕННАЯ ИНТЕНСИФИКАЦИЯ ГИПСОВОГО КАРСТА .....</b>	<b>34</b>
--	-----------

1.1. Растворимость сульфатов .....	34
1.2. Геология и история формирования гипсового карста Прикарпаття .....	38
1.3. Техногенная интенсификация гипсового карста .....	50
1.4. Развитие карста после затопления карьера .....	60

## ГЛАВА 2

<b>ТЕХНОГЕННАЯ ИНТЕНСИФИКАЦИЯ СОЛЯНОГО КАРСТА .....</b>	<b>63</b>
---	-----------

2.1. Физико-химические свойства солей .....	63
2.2. Геология месторождений солей на западе Украины .....	72
2.3. Гидрогеологические условия месторождений солей .....	80
2.4. Горные объекты в зоне распространения соленосных пород .....	82
2.5. Прорывы воды в соляные шахты .....	92
2.6. Природно-техническая гидродинамическая система .....	101

## ГЛАВА 3

<b>КАРСТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ ..</b>	<b>109</b>
--	------------

3.1. Движение флюидов в горных выработках .....	109
3.2. Растворение солей в горных выработках .....	114
3.3. Влияние соляного карста на устойчивость целиков .....	125
3.4. Деформации земной поверхности над карстовыми полостями .....	144

## ГЛАВА 4

<b>КАРСТОВЫЕ ПРОВАЛЫ .....</b>	<b>149</b>
--------------------------------	------------

4.1. Физический механизм карстовых провалов .....	149
4.2. Прогнозирование карстовых провалов .....	151
4.3. Методика карстологических исследований .....	154

**ГЛАВА 5**

<b>БОРЬБА С КАРСТОВОЙ ОПАСНОСТЬЮ .....</b>	<b>157</b>
5.1. Опыт борьбы с прорывами воды в соляные шахты .....	157
5.2. Методы противокарстовой защиты .....	166
5.3. Гидрозакладки карстовых полостей и горных выработок ...	170
<b>ВЫВОДЫ .....</b>	<b>181</b>
<b>Список литературы .....</b>	<b>189</b>
<b>Об авторах .....</b>	<b>193</b>

# CONTENTS

<b>INTRODUCTION</b> .....	27
---------------------------	----

## SECTION 1

### **TECHNOGENIC INTENSIFICATION**

<b>OF GYPSUM KARST</b> .....	34
------------------------------	----

1.1. Solubility of Sulfates.....	34
----------------------------------	----

1.2. Geology and History of Precarpathian Gypsum Karst Formation .....	38
---	----

1.3. Technological Intensification of Gypsum Karst.....	50
---	----

1.4. Karst Development after Open Pit Flooding .....	60
--	----

## SECTION 2

### **TECHNOGENIC INTENSIFICATION**

<b>OF SALT KARST</b> .....	63
----------------------------	----

2.1. Physical and Chemical Properties of Salts.....	63
---	----

2.2. Geology of Salt Deposits in Western Ukraine .....	72
--	----

2.3. Hydrogeological Conditions of Salt Deposits.....	80
---	----

2.4. Mining Sites in the Area of Salt Rocks Distribution.....	82
---	----

2.5. Water Breakthrough into Salt Mines.....	92
--	----

2.6. Natural and Technical Hydrodynamic System.....	101
---	-----

## SECTION 3

<b>KARST PROCESSES IN MINE WORKINGS</b> .....	109
---	-----

3.1. The Movement of Fluids in Mine Workings.....	109
---	-----

3.2. Dissolution of Salts in Mine Workings .....	114
--	-----

3.3. The Impact of Salt Karst on Stability of Solid Blocks .....	125
--	-----

3.4. Deformations of Earth Surface over Karst Cavities .....	144
--	-----

## SECTION 4

<b>KARST FAILURES</b> .....	149
-----------------------------	-----

4.1. Physical Mechanism of Karst Failures .....	149
---	-----

4.2. Forecasting of Karst Failures .....	151
--	-----

4.3. Methodology of Karst Research .....	154
--	-----

**SECTION 5**

**CONTROL OF KARST HAZARD** ..... 157

5.1. Control Experience of Water Breakthrough into Salt Mines ..... 157

5.2. Protection Methods for Karst Prevention ..... 166

5.3. Hydraulic Fillings of Karst Cavities and Mine Workings..... 170

**CONCLUSIONS**..... 185

**List of References**..... 189

**Authors**..... 193

## ВСТУП

Під терміном «карст» розуміють як процеси появи в земних надрах порожнин унаслідок розчинення гірських порід [14], так і результати цього процесу – карстові утворення. Проявами карсту є печери, провали та інші деформації земної поверхні.

У природі розвиток карсту контролюється швидкістю повільних тектонічних процесів, які порушують рівноважний стан геологічного середовища й зумовлюють зміни руху підземних і поверхневих вод. З початком індустріальної ери в зонах впливу гірничих підприємств та підземного будівництва фіксуються швидкі й глибокі зміни гідрогеологічних умов. Там, де залягають розчинні породи, виникають або пришвидшуються карст і супутні геодинамічні процеси.

Карст, який виник чи інтенсифікувався в природно-технічних системах, називають *антропогенним* або *техногенним* [15], ці його види слід розрізняти. Антропогенним називають карст, що з'явився в результаті роботи розсолопромислів у доіндустріальну епоху, коли застосовували виключно ручну працю. За сотні або й тисячі років навколо стародавніх розсолопромислів сформувалася гідродинамічна система із зонами живлення і транзиту розсолів. На фоні природних систем, ускладнених антропогенним карстом, розвивається техногенний карст, який вирізняється великомасштабним техногенним навантаженням на природну складову природно-технічної системи.

Проблемам сульфатного й соляного карсту присвячені численні публікації двох спрямувань: спелеологічного та інженерно-геологічного. Спелеологи вивчають карстові процеси в природних умовах, які характеризуються повільними в часі й обширними у просторі змінами. Першому спрямуванню присвячені праці М.А. Гвоздецького, В.М. Дублянського, О.О. Ломаєва, Г.О. Максимовича, Б.М. Смольнікова та багатьох інших учених.

Фахівці в області інженерної геології розглядають природно-технічні системи, в яких під впливом техногенних чинників відбуваються швидкі в часі локальні зміни всіх компонентів геологіч-

ного середовища. Цей напрям розвивали російські вчені В.І. Кожевнікова, В.М. Кутепов, В.В. Толмачов, І.О. Саваренський, Г.Г. Скворцов, Г.М. Троїцький, В.П. Хоменко. Однією з перших праць стосовно техногенного соляного карсту є стаття А.Є. Ходькова [43]. Особливе місце посідає присвячена соляному карсту книга Г.І. Короткевича [14]. В Україні останнім часом проблемами техногенного карсту займаються вчені Інституту геологічних наук НАН України (В.М. Шестопапов), Українського інституту спелеології і карстології (О.Б. Климчук), Кримського відділення УкрДГРІ (Є.М. Севастьянов), ДП «Західукргеологія» (І.І. Турчинов) та інші.

Серед чинників, що активізують карст аж до катастрофічного рівня, найважливішими є освоєння родовищ корисних копалин і підземне будівництво. Розробку родовищ супроводжують промислове і житлове будівництво, підвищення щільності будівель і комунікацій. Збитки, пов'язані з техногенним карстом, залежать як від виду й масштабу спричинених карстом деформацій, так і від цінності споруд, будівель і комунікацій, які знаходяться в небезпечній зоні.

За масштабами катастрофічних наслідків найзагрозливішим є соляний карст. У Німеччині за 70-річний період експлуатації соляних родовищ було затоплено 81 шахту із загальної їх кількості 254 [1]. Наприклад, у травні 1930 р. вода прорвалась у рудник Філенбург із дебітом 5  $\text{дм}^3/\text{хв}$ . У перші дні червня приплив збільшився до 89  $\text{дм}^3/\text{хв}$  і тримався на такому рівні 15 діб, після чого почав прогресивно збільшуватись аж до катастрофічного прориву води разом зі шламом пісковика з покриваючої товщі. Через 12 год на поверхні землі почали виникати великі провали. На місці одного зі стовбурів шахт утворилась вирва завглибшки понад 200 м. Пізніше там з'явилися два озера (рис. В.1).

У Росії в м. Березники діють великі промислові підприємства з небезпечним виробництвом і складною інфраструктурою. Одне з них – Перший Березниківський калійний виробничий рудник (БКВРУ-1) експлуатувався з 1954 р. Його шахтне поле простягається під промисловою зоною і житловими кварталами міста. У 2006 р. тут сталася техногенна аварія, яка призвела до затоплення всього виробленого підземного простору об'ємом понад 80 млн  $\text{м}^3$  та утворення величезних провалів денної поверхні у 2007, 2010, 2011

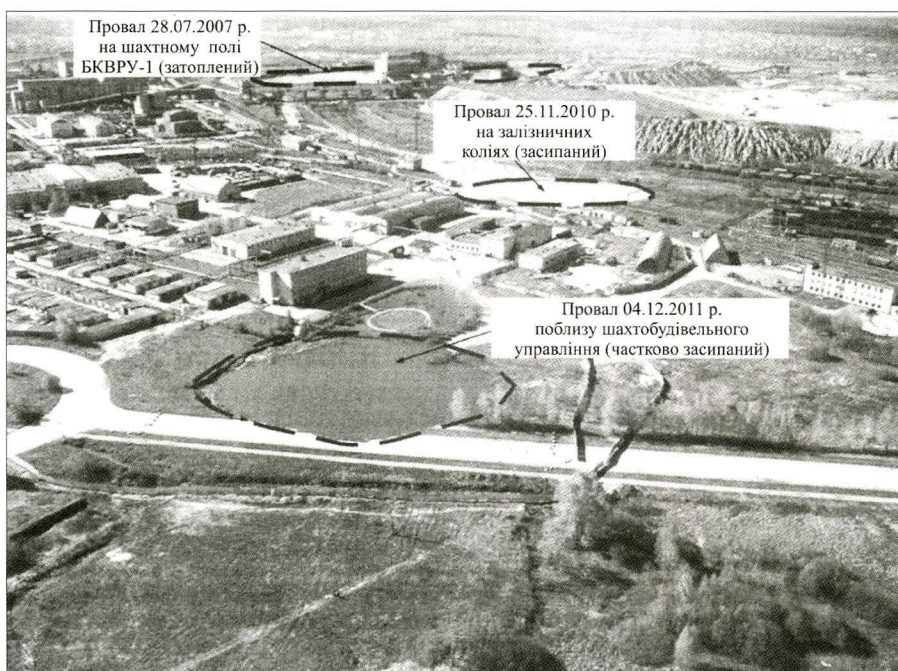


**Рис. В.1. Провали над соляною шахтою діаметрами 300 і 150 м (Німеччина, 2008)**

і 2015 рр. (рис. В.2). На цій території найнебезпечніші суфозійний і карстовий процеси. В геологічному розрізі є всі типи карсту: карбонатний, сульфатний, галогенний. Перший тип спостерігається в породах теригенно-карбонатної товщі верхньопермських відкладів, другий і третій – у гіпсовій і соляній товщах. Сучасний карстовий процес найінтенсивніше відбувається в зоні річних циклічних коливань рівнів річкових і підземних вод. На його активність впливає господарська діяльність людини, зокрема інтенсивний водозабір. На цій території інтенсивність карстово-суфозійних процесів значно зросла у 2006–2008 рр. у зв'язку з аварією на руднику БКВРУ-1, коли протягом двох років утримувався активний вертикальний промивний режим усєї надсоляної товщі, обумовлений величезними припливами до 8000 м<sup>3</sup>/год в підземні шахтні виробки [27].

У 1995 р. на території другого рудоуправління Солікамського «Сильвініту» обвалилися цілики на площі в квадратний кілометр, що супроводжувалося землетрусом. 19 жовтня 2006 р. на руднику № 1 «Уралкалій» стався новий прорив води. Після десятидобової безуспішної боротьби за врятування рудника гірничі роботи були припинені, гірничча техніка затоплена. Провал перерізав залізницю

Перм–Солікамськ, із 25 житлових будинків міста було відселено 900 мешканців, закрито дві школи і два дитячих садки. Через 9 міс 28 липня 2007 р. стався новий провал поверхні площею  $40 \times 60$  м і завглибшки 15 м, який станом на 2008 р. досяг розміру  $427 \times 323$  м і глибини 90 м. Безпосередні збитки компанії, заподіяні затопленням рудника, оцінено в 2,7 млрд руб. (близько 90 млн дол. США) [2].



**Рис. В.2. Загальний план промзони м. Березники з трьома провалами земної поверхні (Росія) [27]**

Гірничі виробки рудника «Солікамськ-2» знаходяться на відстані 200 м від першого рудника, затопленого в результаті аварії 1995 р. Шахти сполучені між собою горизонтальною виробкою, яка перекрита двома бетонними перемичками завтовшки 40 і 60 м. 18 листопада 2014 р. в шахту рудника почала припливати вода, на відстані близько 250 м від місця аварії 1995 р. Дебіт припливу досягав 8–10 тис. м<sup>3</sup>/год. Наступного дня на відстані 3,5 км від шахти над старим закинутим рудником утворився провал поверхні розміром  $20 \times 30$  м, який розрісся до діаметра 50–60 м. Кілька дачних будинків провалились у безодню.

В Україні на руднику «Калуш» у 1985 р. в камері № 33 обвалилась покрівля й утворився провал. Через нього у виробки потекла вода з гравійно-гальковикового водоносного горизонту. Вона підризала цілики і в липні 1987 р. раптово опустилась земна поверхня на площі 120×200 м, були пошкоджені 16 сільських будинків, шосейна дорога і комунікації. Тут досі час від часу утворюються провали (рис. В.3).



**Рис. В.3. Провал поверхні над виробками рудника «Калуш» (Україна, 2008)**

Негативні явища, пов'язані з карстом, особливо інтенсифікувалися в останні роки, коли внаслідок недостатнього фінансування роботи з підтримання екологічної рівноваги виконувалися із запізненням. Майже припинилися науково-дослідницькі роботи з вивчення карстових процесів, ослабла технологічна дисципліна. У 2008 р. в Солотвині Закарпатської обл. України повністю зруйнувалась шахта № 9, услід за нею в березні 2010 р. почалось затоплення шахти № 8 соляного рудника. Затоплюється калійний кар'єр у Калуші, в аварійному стані знаходиться рудник № 2 у Стебнику.



Серед негативних наслідків інтенсифікації гіпсового карсту найбільший масштаб мають геодинамічні явища, пов'язані з освоєнням Язівського сірчаного родовища у Львівській обл. Тут на карстонебезпечній території були побудовані селище, технологічний комплекс, водосховища, дороги і численні комунікації. З розвитком карсту пов'язані затоплення кар'єру, деформації дамби водосховища, руйнування житлових будинків (рис. В.4).



**Рис. В.4. Зруйнований будинок у зоні розвитку гіпсового карсту (с. Піски Львівської обл., 2008)**

Автори протягом десятків років досліджували гіпсовий карст у зонах впливу відкритої розробки Язівського родовища сірки, соляний карст у зонах діяльності калійних підприємств Передкарпаття та соляних шахт у Закарпатті. Накопичений матеріал дав можливість уточнити деякі закономірності розвитку техногенного карсту, прогнозувати його вплив на будови і комунікації, планувати заходи щодо запобігання негативним наслідкам.

Попередні результати досліджень гіпсового карсту опубліковані у брошурі, яка вийшла в світ у 1998 р. [6]. Інші доробки в основ-

ному надруковані в малодоступних науковцям матеріалах різних конференцій. Тому ми вважаємо за необхідне узагальнити основні результати досліджень карсту і сподіваємось, що це допоможе запобігти негативним техногенно-екологічним явищам у майбутньому.

При геолого-економічній оцінці родовищ корисних копалин, в яких відбуваються карстові процеси (вапняки, гіпси, солі), дослідження механізму, динаміки та активізації карстового процесу відіграють важливу роль при підрахунку цих запасів корисних копалин та технології їх видобутку. Результати цих досліджень будуть враховані в роботі Державної комісії України по запасах корисних копалин.

## ВВЕДЕНИЕ

Под термином «карст» понимают как процессы появления в земных недрах полостей вследствие растворения горных пород [14], так и результаты этого процесса – карстовые образования. Проявлениями карста являются пещеры, провалы и другие деформации земной поверхности.

В природе развитие карста контролируется скоростью медленных тектонических процессов, которые нарушают равновесное состояние геологической среды и обуславливают изменения движения подземных и поверхностных вод. С началом индустриальной эры в зонах влияния горных предприятий и подземного строительства фиксируются быстрые и глубокие изменения гидрогеологических условий. Там, где залегают растворимые породы, возникают или ускоряются карст и сопутствующие геодинамические процессы.

Карст, возникший или интенсифицированный в природно-технических системах, называется *антропогенным* или *техногенным* [15], эти его виды следует различать. Антропогенным называется карст, появившийся в результате работы рассолопромыслов в доиндустриальную эпоху, когда применяли исключительно ручной труд. За сотни или даже тысячи лет вокруг древних рассолопромыслов сформировалась гидродинамическая система с зонами питания и транзита рассолов. На фоне природных систем, осложненных антропогенным карстом, развивается техногенный карст, отличающийся крупномасштабной техногенной нагрузкой на природную составляющую природно-технической системы.

Проблемам сульфатного и соляного карста посвящены многочисленные публикации двух направлений: спелеологического и инженерно-геологического. Спелеологи изучают карстовые процессы в природных условиях, которые характеризуются медленными во времени и широкими в пространстве изменениями. Первому направлению посвящены труды Н.А. Гвоздецкого, В.Н. Дублянського, А.А. Ломаева, Г.А. Максимовича, Б.М. Смольникова и многих других ученых.

Специалисты в области инженерной геологии рассматривают природно-технические системы, в которых под воздействием техногенных факторов происходят быстрые во времени локальные изменения всех компонентов геологической среды. Это направление развивали российские ученые В.И. Кожевникова, В.М. Кутепов, В.В. Толмачев, И.А. Саваренский, Г.Г. Скворцов, Г.М. Троицкий, В.П. Хоменко. Одной из первых работ, посвященной техногенному соляному карсту, является статья А.Е. Ходькова [43]. Особое место занимает посвященная соляному карсту книга Г.И. Короткевича [14]. В Украине в последнее время проблемами техногенного карста занимаются ученые Института геологических наук НАН Украины (В.М. Шестоपालов), Украинского института спелеологии и карстологии (А.Б. Климчук), Крымского отделения УкрГГРИ (Е.М. Севастьянов), ДП «Западукргеология» (И.И. Турчинов) и другие.

Среди факторов, активизирующих карст вплоть до катастрофического уровня, важнейшими являются освоение месторождений полезных ископаемых и подземное строительство. Разработка месторождений сопровождается промышленным и жилищным строительством, повышением плотности зданий и коммуникаций. Убытки, связанные с техногенным карстом, зависят как от вида и масштаба вызванных карстом деформаций, так и от ценности сооружений, зданий и коммуникаций, находящихся в опасной зоне.

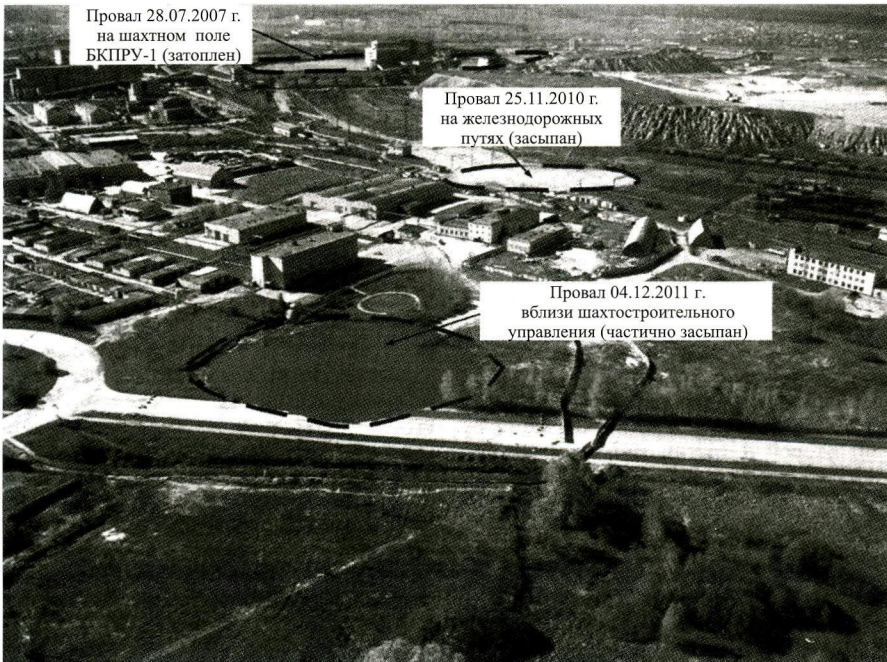
По масштабам катастрофических последствий наиболее угрожающим является соляной карст. В Германии за 70-летний период эксплуатации соляных месторождений была затоплена 81 шахта из общего их количества 254 [1]. Например, в мае 1930 г. вода прорвалась в рудник Филенбург с дебитом 5 дм<sup>3</sup>/мин. В первые дни июня приток увеличился до 89 дм<sup>3</sup>/мин и держался на таком уровне 15 суток, после чего начал прогрессивно увеличиваться до катастрофического прорыва воды вместе со шламом песчаника с покрывающей толщи. Через 12 ч на поверхности земли начали возникать большие провалы. На месте одного из стволов шахт образовалась воронка глубиной более 200 м. Позже там появились два озера (рис. В.1).



**Рис. В.1. Провалы над соляной шахтой диаметрами 300 и 150 м (Германия, 2008)**

В России в г. Березники действуют крупные промышленные предприятия с опасным производством и сложной инфраструктурой. Одно из них – Первый Березниковский калийный производственный рудник (БКПРУ-1) эксплуатировалось с 1954 г. Его шахтное поле простирается под промышленной зоной и жилыми кварталами города. В 2006 г. здесь произошла техногенная авария, которая привела к затоплению всего выработанного подземного пространства объемом более 80 млн м<sup>3</sup> и образованию огромных провалов дневной поверхности в 2007, 2010, 2011 и 2015 гг. (рис. В.2). На этой территории наиболее опасными являются суффозионный и карстовый процессы. В геологическом разрезе представлены все типы карста: карбонатный, сульфатный, галогенный. Первый тип наблюдается в породах терригенно-карбонатной толщи верхнепермских отложений, второй и третий – в гипсовой и соляной толщах. Современный карстовый процесс наиболее интенсивно протекает в зоне годовых циклических колебаний уровней речных и подземных вод. На его активность оказывает влияние хозяйственная деятельность человека, в частности интенсивный водозабор. На этой территории интенсивность карстово-суффозионных про-

цессов значительно возросла в 2006–2008 гг. в связи с аварией на руднике БКПРУ-1, когда в течение двух лет существовал активный вертикальный промывной режим всей надсоляной толщи, обусловленный огромными притоками до  $8000 \text{ м}^3/\text{ч}$  в подземные шахтные выработки [27].



**Рис. В.2. Общий план промзоны г. Березники с тремя провалами земной поверхности (Россия) [27]**

В 1995 г. на территории второго рудоуправления Соликамского «Сильвинита» обвалились целики на площади целого квадратного километра, что сопровождалось землетрясением. 19 октября 2006 г. на руднике № 1 «Уралкалий» произошел новый прорыв воды. После десятисуточной безуспешной борьбы по спасению рудника горные работы были прекращены, горная техника затоплена. Провал перерезал железную дорогу Пермь–Соликамск, с 25 жилых домов города было отселено 900 жителей, закрыты две школы и два детских сада. Через 9 мес 28 июля 2007 г. произошел новый провал поверхности площадью  $40 \times 60 \text{ м}$  и глубиной 15 м, который по состоянию на 2008 г.

достиг размера 427×323 м и глубины 90 м. Непосредственные убытки компании, причиненные затоплением рудника, оценены в 2,7 млрд руб. (около 90 млн дол. США) [2].

Горные выработки рудника «Соликамск-2» находятся на расстоянии 200 м от первого рудника, затопленного в результате аварии 1995 г. Шахты соединены между собой горизонтальной выработкой, которая перекрыта двумя бетонными перемычками толщиной 40 и 60 м. 18 ноября 2014 г. в шахту рудника начала поступать вода, на расстоянии около 250 м от места аварии 1995 г. Дебит притока достигал 8–10 тыс. м<sup>3</sup>/ч. На следующий день на расстоянии 3,5 км от шахты над старым заброшенным рудником образовался провал поверхности размером 20×30 м, который разросся до диаметра 50–60 м. Несколько дачных домов ушли в бездну.

В Украине на руднике «Калуш» в 1985 г. в камере № 33 обрушилась кровля и образовался провал. Через него в выработки потекла вода с гравийно-галечникового водоносного горизонта. Она подрезала целики и в июле 1987 г. внезапно опустилась земная поверхность на площади 120×200 м, были повреждены 16 сельских домов, шоссейная дорога и коммуникации. Здесь до сих пор время от времени образуются провалы (рис. В.3).



**Рис. В.3. Провал поверхности над выработками рудника «Калуш» (Украина, 2008)**

Негативные явления, связанные с карстом, особенно активизировались в последние годы, когда в результате недостаточного финансирования работы по поддержанию экологического равновесия выполнялись с опозданием. Почти прекратились научно-исследовательские работы по изучению карстовых процессов, ослабла технологическая дисциплина. В 2008 г. в Солотвино Закарпатской обл. Украины полностью разрушилась шахта № 9, вслед за ней в марте 2010 г. началось затопление шахты № 8 соляного рудника. Затапливается калийный карьер в Калуше, в аварийном состоянии находится рудник № 2 в Стебнике.

Среди негативных последствий интенсификации гипсового карста самый большой масштаб имеют геодинамические явления, связанные с освоением Язовского серного месторождения во Львовской обл. Здесь на карстоопасной территории были построены поселок, технологический комплекс, водохранилища, дороги и многочисленные коммуникации. С развитием карста связаны затопления карьера, деформации плотины водохранилища, разрушения жилых домов (рис. В.4).



**Рис. В.4. Разрушенный дом в зоне развития гипсового карста (с. Пески Львовской обл., 2008)**

Авторы на протяжении десятков лет проводили исследования гипсового карста в зонах влияния открытой разработки Язовского месторождения серы, соляного карста в зонах деятельности калийных предприятий Прикарпатья и соляных шахт в Закарпатье. Накопленный материал позволил уточнить некоторые закономерности развития техногенного карста, прогнозировать его влияние на строения и коммуникации, планировать мероприятия по предотвращению негативных последствий.

Предварительные результаты исследований гипсового карста опубликованы в брошюре, вышедшей в свет в 1998 г. [6]. Другие разработки в основном напечатаны в малодоступных для ученых материалах различных конференций. Поэтому мы считаем необходимым обобщить основные результаты исследований карста и надеемся, что это поможет предотвратить негативные техногенно-экологические явления в будущем.

При геолого-экономической оценке месторождений полезных ископаемых, в которых происходят карстовые процессы (известняки, гипсы, соли), исследование механизма, динамики и активизации карстового процесса играют важную роль при подсчете этих запасов полезных ископаемых и технологии их добычи. Результаты этих исследований будут учтены в работе Государственной комиссии Украины по запасам полезных ископаемых.

## INTRODUCTION

The term “karst” is understood as a process of cavities emergence in the subsoil due to the dissolution of rocks [14] and the results of this process – karst formation. Karst manifestations are caves, dips and other deformations of the land surface.

In the wild karst development is controlled by the speed of slow tectonic processes that violate the equilibrium state of the geological environment and cause changes in movement of groundwater and surface water. Since the beginning of the industrial era in zones of mining enterprise influence and underground construction rapid and profound changes of hydrogeological conditions are recorded. Karst and related geodynamic processes occur or accelerate in place where lie soluble rocks are located.

Karst, which emerged or intensified in natural and technical systems, is called *anthropogenic* or *technogenic (man-made)* [15], these types have to be distinguished. Anthropogenic one – is karst, which appeared as a result of brine fields in pre-industrial era, when exclusively manual labor was used. For hundreds or thousands of years a hydrodynamic system of brine supply and transit zones was formed around the ancient brine field. At the background of natural systems, complicated by man-made karst, the technogenic karst is being developed. It is distinguished by a large-scale man-made burden on the natural part of the natural-technical system.

Problems of sulfate salt karst are reviewed in numerous publications dedicated to two directions: speleology and geological engineering. Cavers explore karst processes in nature, characterized by slow in time and extensive in space changes. As for the first direction, we should name works of M.A. Gvozdetskiy, V.M. Dublianskiy, O.O. Lomaiev, G.A. Maksymovych, B.M. Smolnikov and many other scientists.

Engineering geology specialists consider natural and technical systems, in which rapid local changes of all components under the influence of anthropogenic factors occur in geological environment. This direction was developed by Russian scientists V.I. Kozhevnikov, V.M. Kutepov, V.V. Tolmachov, I.A. Savarenskiy, G.G. Skvortsov, G.M. Troitskiy,

V.P. Khomenko. One of the first works regarding man-made salt karst is an article of A.E. Hodkov [43]. A special place is devoted to the book on salt karst, edited by G.I. Korotkevych [14]. In Ukraine issues of technological karst are handled by scientists of NAS of Ukraine (V.M. Shestopalov), Ukrainian Institute of Speleology and Karstology (O.B. Klymchuk), the Crimean branch of UkrDGRI (Ye.M. Sevastianov), State Enterprise “Zakhidukrheolohiia” (I.I. Turchynov) and others.

Among the factors that activate karst to a catastrophic level, the most important is the development of mineral deposits and underground construction. Deposit mining is accompanied by industrial and residential construction, increase of buildings and communications density. Losses related to technological karst, depend on the type and extent of deformations, caused by karst, and value of facilities, buildings and communications, which are located in danger zone.

According to the scale of catastrophic consequences the most threatening are salt karst. In Germany during a 70-year operation of salt deposits 81 mines of the total number 254 were flooded [1]. For example, in May 1930 the water broke in Filenburh mine with output of 5 dm<sup>3</sup>/min. In the first days of June inflows increased to 89 dm<sup>3</sup>/min and kept at that level during 15 days, and then began to increase progressively up to a catastrophic water breakthrough along with sandstone sludge from coating thickness. In 12 hours big failures began to emerge on the surface. At the place of one of the shafts a sink was formed at the depth of 200 m. Later two lakes emerged there (Fig. B.1).

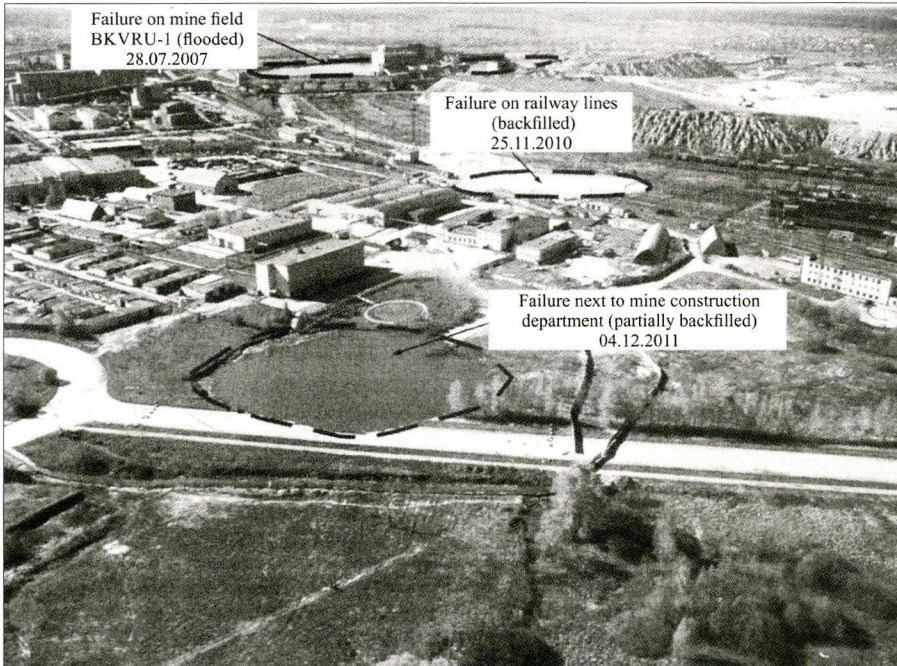
In Russia in Berezhnyky city large industrial enterprises operate with hazardous production and complex infrastructure. One of them – The First Berezhnykivskiy first potash mine production (BKVRU-1) operated from 1954. Its mine field extends within an industrial area and residential neighborhoods of the city. In 2006 there was a technological accident, which led to the flooding of the entire produced underground space of over 80 million m<sup>3</sup> and to the formation of huge failures of the Earth's surface in 2007, 2010, 2011 and 2015 years (Fig. B.2). The most dangerous in this area are suffusion and karst processes. The geological section of the territory meets all types of karst: carbonate, sulfate and halogenous. The first type occurs in rocks of terrigenous carbonate strata within Upper Permian deposits. The second and third types – in gypsum and salt strata. Modern karst process flows most intensely in

the area of annual cyclical fluctuations of river and groundwater levels. Its activation is influenced by human activities, including intensive intake. During 2006–2008 the activity of karst-suffusion processes has increased significantly within this territory due to the accident at the Mine BKVRU-1, when during two years there was active vertical wash mode of the whole over-salt stratum due to the huge influx of up to 8,000 m<sup>3</sup>/h, in groundwater mine workings [27].



**Fig. B.1. The failures over salt mines with diameters of 300 and 150 metres (Germany, 2008)**

In 1995 on the territory of Solikamsk mining plant administration “Sylvinit” pillars collapsed within the area of a square kilometer, which was accompanied by an earthquake. On 19 October 2006 a new water breakthrough occurred at Mine No. 1 “Uralkalii”. After a ten-days unsuccessful struggle to rescue the mining pit, the mining works were halted, mining equipment was flooded. The failure cut the railroad Perm–Solikamsk, consequently 900 citizens were moved from 25 residential buildings of the city and two schools and two kindergartens were closed. In 9 months on 28 July 2007 there was a new surface failure at the area of 40×60 m and a depth of 15 m, which by 2008 reached a size of 427×323 m and depth of 90 m. The direct loss of company, caused by mine flooding, is estimated at 2.7 billion rubles (about 90 million US dollars) [2].



**Fig. B.2. General plan of industrial zone within Berezhnyky city with three caves on the surface (Russia) [27]**

Mine workings of mine “Solikamsk-2” are located at the distance of 200 meters from the first mine that was flooded in result of the accident in 1995. Mines are interconnected by horizontal workings, which are blocked by two concrete bridges with thickness of 40 and 60 meters. On 18 November 2014 the mine began to sail up with the water at the distance of about 250 meters from the accident in 1995. Debit inflow reached 8–10 thousand  $\text{m}^3/\text{h}$ . The next day at the distance of 3.5 km from the mine above the old abandoned mine, the pump hole of  $20 \times 30$  m was formed, which has grown to a diameter of 50–60 m. Several country houses have failed in abyss.

In Ukraine (1985) in mine “Kalush”, chamber No. 33, the roof has fallen down and formed a failure. Because of that the water ran from mine working of a gravel-pebble aquifer. It clipped pillars and in July 1987 the earth surface suddenly sank within the area of  $120 \times 200$  m, damaged 16 rural buildings, highway and communication lines. Dips are still formed from time to time there (Fig. B.3).



**Fig. B.3. Plump hole above “Kalush” mining workings  
(Ukraine, 2008)**

Negative phenomena, associated with karst, were intensified especially in recent years when works on ecological balance maintenance were performed in bad time, due to insufficient funding. Research works on karst processes were almost stopped, technological discipline has also weakened. In 2008 Mine No. 9 in Sotvyno (Zakarpattia region, Ukraine), was completely deteriorated. Later in March 2010 Mine No. 8 of salt mining was flooded. Potassium open pit in Kalush is being flooded, and Mine No. 2 in Stebnyk is in disrepair.

Among the negative effects of gypsum karst intensification, geodynamic phenomena have the largest scale associated with the development of Yazivske sulfur deposit in Lviv region. Settlements, technologic complexes, reservoirs, roads and numerous communications were built within this karst hazardous area. Open pit flooding, dam reservoir deformation and houses destruction occur because of karst development (Fig. B.4).



**Fig. B.4. Ruined house in the area of gypsum karst (Pisky village, Lviv region, 2008)**

For decades authors have been researching gypsum karst in zones of open development of Yazivske sulfur deposit, salt karst in the areas of Precarpathian potash companies' activities, and salt mines in Transcarpathia. The accumulated material made it possible to clarify some regularities of development of technological Karst, predict its effect on the structure and communications, plan measures to prevent negative consequences.

Preliminary research results of gypsum karst have been published in the brochure (1998) [6]. Other published materials of different conferences are mainly inaccessible for researchers. Therefore, we consider it necessary to summarize main results of karst research and hope that it will help to prevent negative technogenic and ecological phenomena in the future.

During economic-geological evaluation of mineral deposits, in which karst processes occur (limestone, gypsum and salt), a study of mechanism, dynamics and activation of karst processes play an important role in the calculation of mineral reserves and their production technology. These results will be included in the work of State Commission of Ukraine on Mineral Resources.

## Розділ 1

# ТЕХНОГЕННА ІНТЕНСИФІКАЦІЯ ГІПСОВОГО КАРСТУ

## 1.1. Розчинність сульфатів

До розчинних належать морські осадові гірські породи: карбонати, сульфати, хлориди. Карбонати кальцію – вапняк, доломіт, крейда, мергель – за походженням бувають хемогенними й органічними. Сульфати і хлориди утворюються внаслідок випаровування води ізольованих водойм, тому їх називають евапоритами (evaporation – випаровування). Під час випаровування морської води з неї спочатку випадає в осад кальцит ( $\text{CaCO}_3$ ), потім ангідрит ( $\text{CaSO}_4$ ). У подальшому за ізотермічного випаровування за температури  $25\text{ }^\circ\text{C}$  послідовно осідають галіт ( $\text{NaCl}$ ), сильвін ( $\text{KCl}$ ), карналіт ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), бішофіт ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) [3, 41].

Розвиток карсту залежить від розчинності і швидкості розчинення порід. Під розчинністю (або концентрацією насиченого розчину) розуміють вміст солей у водному розчині, рівноважному з породою за певної температури. Розчинність порід поділяють на два порядки.

**Сульфат кальцію** в природі трапляється у формі ангідриту (сульфат кальцію  $\text{CaSO}_4$  ромбічний) і гіпсу (дигідрат сульфату кальцію  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  моноклінний). Щільність ангідриту 2,9–3,1, гіпсу – 2,2–2,4 г/см<sup>3</sup>. Дигідрат  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  за температури  $42\text{ }^\circ\text{C}$  переходить у гемігидрат  $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ , за  $100\text{ }^\circ\text{C}$  – в безводний ангідрит.

Ці переходи супроводжуються змінами об'єму мінералів. Унаслідок гідратації ангідриту його об'єм збільшується майже на 30 %. У зв'язку з цим тріщини в ангідриті часто заростають кристалами гіпсу, утворюється гіпсоангідрит – порода, представлена різними асоціаціями гіпсу й ангідриту (рис. 1.1). І навпаки, коли гіпсові поклади занурюються на глибину, в них утворюються мікротріщини. Під тиском гіпс віддає воду і переходить в ангідрит. Тому на глибині більш як 150 м як правило трапляється тільки ангідрит. Кристалізаційна вода, насичена сульфатом кальцію, мігрує в пласти-колектори.



**Рис. 1.1. Поклади гіпсоангідриту в Роздільському родовищі сірки (сірий колір – ангідрит, білі прожилки – гіпс)**

Розчинність гіпсу у воді за нормальної температури становить близько  $2 \text{ г/дм}^3$ . З підвищенням температури води його розчинність зростає і досягає максимуму –  $2,15 \text{ г/дм}^3$  за  $42 \text{ }^\circ\text{C}$ . Після цього гіпс зневоднюється, його розчинність зменшується [11], що характеризують такі дані розчинності сульфату кальцію в дистильованій воді:

Температура, $^\circ\text{C}$	0	5	10	20	30	40	42
Розчинність, $\text{г/дм}^3$	1,76	1,855	1,93	2,06	2,12	2,11	2,15
Температура, $^\circ\text{C}$	50	80	100	125	150	200	250
Розчинність, $\text{г/дм}^3$	1,80	1,02	0,66	0,31	0,24	0,07	0,04

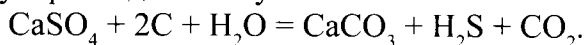
Розчинність сульфату кальцію відчутно збільшується з підвищенням мінералізації води в розчинах, які не містять спільних із сульфатом кальцію іонів. У NaCl розсолі розчинність гіпсу досягає максимуму за вмісту NaCl  $150 \text{ г/дм}^3$ , а потім зменшується. За

температури 25 °С і концентрації NaCl 139 г/дм<sup>3</sup> розчинність гіпсу дорівнює 7,3 г/дм<sup>3</sup>, що у 3,5 раза перевищує його розчинність у дистильованій воді за такої ж температури. В насиченому NaCl розсолі (310 г/дм<sup>3</sup>) розчиняється 5,8 г/дм<sup>3</sup> сульфату кальцію.

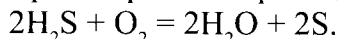
Природні розсоли Гаурдакського родовища сірки за мінералізації 230 г/дм<sup>3</sup> вміщували до 6 г/дм<sup>3</sup> сульфат-іонів і до 4 г/дм<sup>3</sup> кальцію, тобто 10 г/дм<sup>3</sup> CaSO<sub>4</sub>. У воді Язівського родовища сірки вміст сульфат-іонів близько 1,5 г/дм<sup>3</sup>. Водночас у гарячій воді, яка виливалася на рудниках підземної виплавки сірки, вміст сульфату становив усього 0,25–0,50 г/дм<sup>3</sup>, що відповідає розчинності CaSO<sub>4</sub> за температури 100–150 °С.

Відомо, що навіть за незначного вмісту в розчині солей, що мають спільні іони із сульфатом кальцію, розчинність гіпсу різко знижується. Наприклад, у 10 %-му розчині хлориду кальцію розчинність гіпсу більш як у 3 рази нижча порівняно з його розчинністю в прісній воді. У розсолах калійних родовищ, які містять сульфати магнію й калію, вміст іонів кальцію не перевищує 0,2 г/дм<sup>3</sup>.

Рівновагу між водою і сульфатними породами можуть порушити мікроорганізми, зокрема сульфатвідновлювальні бактерії. В безкисневих водах за наявності органічної речовини вони розкладають сульфат-іони і використовують кисень для окиснення органіки й виділять у воду сірководень та вуглекислий газ:



Вуглекислий газ сприяє розчиненню кальциту й підвищенню вмісту у воді гідрокарбонат-іонів. Отже, під впливом діяльності мікроорганізмів за наявності органічної речовини розчинність як гіпсу, так і вапняку зростає, що вірогідно, є однією з причин утворення карстових порожнин. Якщо сірководнева вода, яка сформувалась у результаті розчинення гіпсу і діяльності сульфатвідновлювальних бактерій, змішується з кисневмісною водою, сірководень може окиснюватись до сірки за різними реакціями, наприклад:



При окисненні сірководню середовище стає більш лужним і з води окрім сірки випадає також кальцит. Це один із можливих механізмів утворення сірчаних руд у зонах поширення сульфатно-карбонатних товщ [13].

**Швидкість розчинення** – це маса речовини, що переходить з одиниці площі поверхні мінералу в розчин за одиницю часу, вирачається в кілограмах на  $1 \text{ м}^2$  за  $1 \text{ с}$  ( $\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ ). Якщо розчинення здійснюється з площини, лінійна швидкість розчинення дорівнює масовій швидкості, поділеній на щільність солі ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ).

Швидкість розчинення  $v_0$  описує формула Фіка:

$$v_0 = dm/dt = k(C_{\text{н}} - C),$$

де  $dm$  – маса солі, яка переноситься з одиниці площі твердої поверхні в розчин за елементарний відрізок часу  $dt$ ;  $k$  – коефіцієнт розчинення;  $C_{\text{н}}$  – концентрація насиченого розчину;  $C$  – поточна концентрація розчину.

Коефіцієнт розчинення  $k$  залежить від коефіцієнта дифузії  $D$  й товщини дифузійного шару  $\delta$ :

$$k = D/\delta.$$

Швидкість розчинення гіпсу в дистильованій воді, за результатами лабораторних досліджень, за температури  $5\text{--}8 \text{ }^\circ\text{C}$  становить  $(10\text{--}12) \cdot 10^{-9} \text{ см/с}$  або  $3,1\text{--}3,7 \text{ см/рік}$ . Згідно з даними Н.Н. Маслова і В.Г. Науменко [24], середня розчинність гіпсу в нерухомому розчиннику становить  $5,8 \text{ см/рік}$ . Однак швидкість розчинення великою мірою залежить від швидкості течії води (рис. 1.2).



Рис. 1.2. Залежність швидкості розчинення породи від швидкості фільтрації води

У результаті спостереження за відступанням складених гіпсом берегів Камського водосховища визначено швидкість його розчинення 1,5–2 см/доба або 5,5–7,3 м/рік [30]. Вірогідно, розчинення гіпсу там поєднувалося з розмивом.

Швидкість розчинення ангідриту в 1,8–2,6 раза менша, ніж гіпсу. Г.Г. Скворцов [39] розрахував відносну швидкість розчинення ангідриту, яка виявилась у 4,9–7,7 раза меншою за швидкість розчинення гіпсу.

Розчинні гірські породи мають відносно велику механічну міцність. Так, опір стиску гіпсу становить 50–70, ангідриту – 100–150 кг/см<sup>2</sup>, коефіцієнт міцності за Протодьяконовим – 10–11 [40].

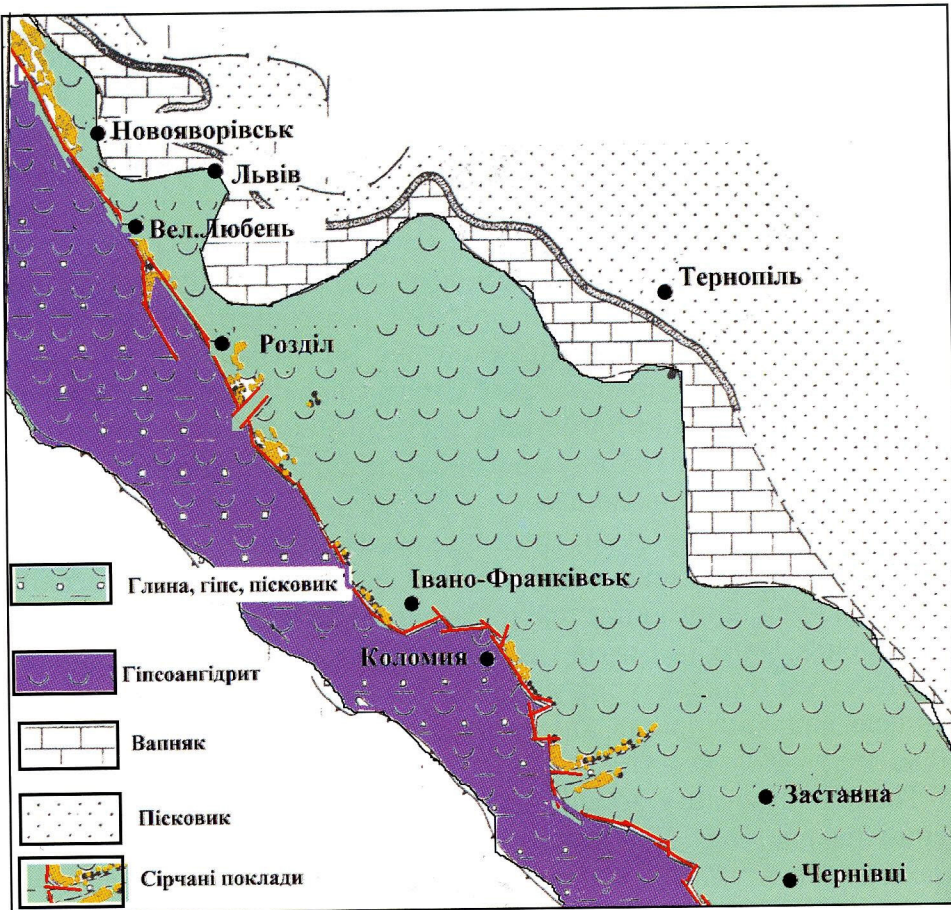
## 1.2. Геологія та історія формування гіпсового карсту Передкарпаття

**Геологічна будова.** Умовами розвитку карсту є наявність розчинних порід і рух агресивних підземних вод. У західних областях України вздовж з'єднання Волино-Подільської плити Східноєвропейської платформи з передовим Передкарпатським прогином 300-кілометровою смугою завширшки від 0,5 до 2–3 км простягаються поклади гіпсоангідритів (рис. 1.3).

Потужність сульфатної товщі досягає 60 м. За 4 млн років, які минули з часу утворення сульфатів, вода промила в них лабіринт великих і малих порожнин, густу мережу печер.

Волино-Подільська плита складена товщею осадових порід палеозою, мезозою та неогену, для яких характерне спокійне залягання потужних шарів осадових відкладів. У неогенових відкладах поширена сульфатно-карбонатна формація, представлена літотамнієвими вапняками, гіпсоангідритами, хемогенними вапняками і мергелем. До неї приурочені родовища самородної сірки, в яких сірчана руда заміщує нижню частину шару гіпсоангідриту.

Геологія Яворівського району вивчена дуже детально у зв'язку з відкриттям і розвідкою наприкінці 1950-х років Язівського й Немирівського родовищ самородної сірки. Крім розвідувальних робіт проведено великі обсяги інженерно-геологічних пошуків під будівництво окремих промислових об'єктів, житлових масивів, гідротехнічних споруд.



**Рис. 1.3. Схематична карта поширення сульфатної товщі на заході України**

Характеристика геологічних умов сірчаних родовищ узагальнена в низці монографій, найповніша з них – «Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР» [41].

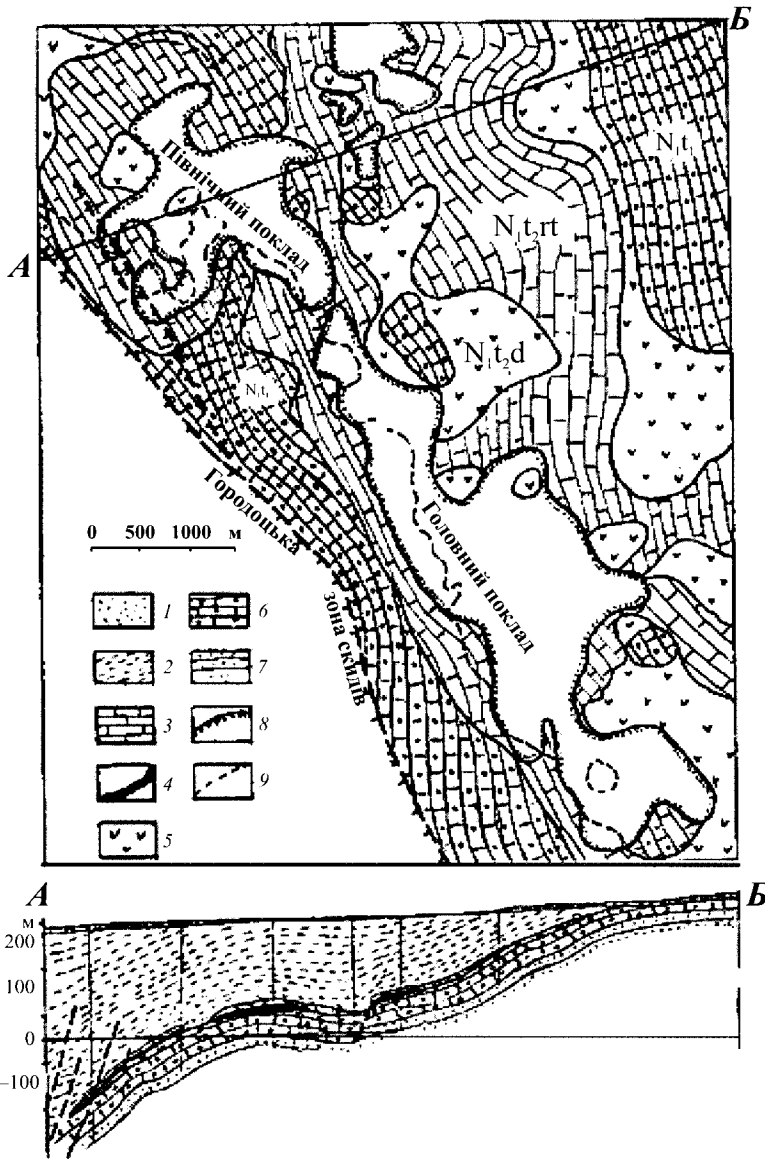
Язівське родовище складається з Головного і Південного покладів. У Головному покладі глибина залягання копалини змінюється від 46 на півдні до 120 м на півночі. В Північному вона залягає на глибині від 160 на сході до 320 м на заході. Сірковмісні вапняки заміщують верхню частину гіпсоангідритової товщі й утворюють лінзи потужністю від кількох до 25–30 м.

Головний поклад експлуатували кар'єром, який просувався від розрізної траншеї на південь і на північ. Північний поклад відпрацьований свердловинним методом підземного виплавляння. Запаси, які залишились, в основному пов'язані зі слабопроникними зонами, а також із глибинами понад 250 м. Із 1983 до 2006 р. на Головному покладі функціонував Староязівський рудник підземної виплавки сірки (ПВС).

Головною рисою геологічного розрізу є поширення сульфатної товщі, представленої гіпсоангідритами потужністю 50–60 м, що підстелена обводненими вапняками або пісковиками й пісками і вкрита товщею водотривких глин. Смуга гіпсоангідритів завширшки від 1–2 до 10–15 км обмежена зі сходу виходами на поверхню, де гіпси розчинені, і з заходу прогином, де вони фаціально заміщені вапняками чи обрізані скидами.

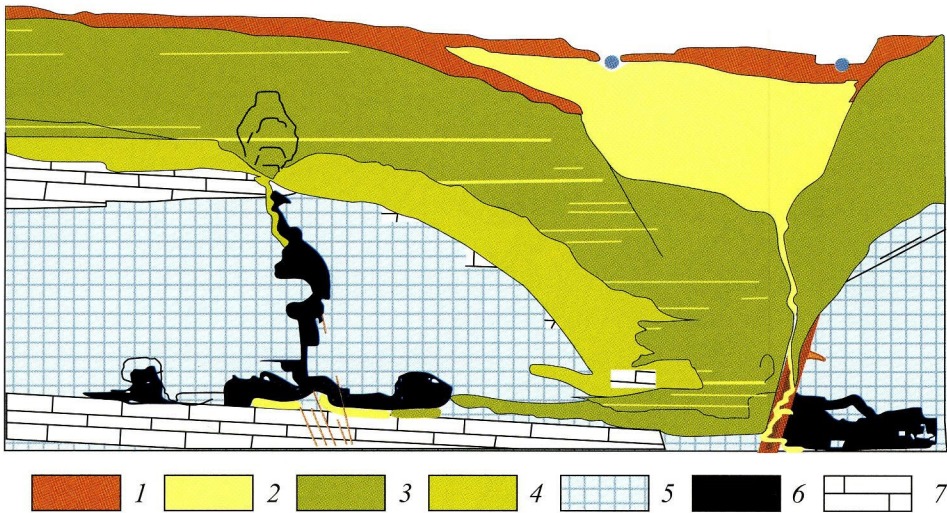
Геологічну схему зі знятими відкладами глин і пісковиків ковіської світи наведено на рис. 1.4. В подошві розрізу залягають відклади крейдяного віку, представлені пісковиками на глинистому цементі. На їх розмитій поверхні лежать літотамнієві вапняки нараївського горизонту потужністю близько 20 м. Вони перекриті товщею гіпсоангідритів дністровського горизонту завтовшки до 60 м.

Геологічну будову долин і вододілів ілюструє розріз, представлений на рис. 1.5. Поверхня гіпсоангідритів у докосівський час знаходилась в умовах континенту і в ній сформувалась система глибоких долин, які розділили гіпсоангідритовий масив на окремі блоки. Сучасні потоки успадкували древні долини й в основному збігаються з ними. Древні долини завширшки від кількох десятків до 200–300 м, у гіпсах морфологічно вони мають вигляд каньйонів. Древні долини в гіпсоангідритах заповнені пісковиками і глинами з обломками вапняку і гіпсу, які поширюються також у карстових порожнинах на деяку відстань від схилів. Древні долини із заходу на схід розширюються, хоча сучасні річки течуть за захід. Поблизу контуру осіркування, де гіпсоангідрити вкриті (броньовані) міцними вапняками ратинського горизонту, знаходяться верхівки древніх каньйонів.



**Рис. 1.4. Геологічна карта Язівського родовища сірки:**

1 – четвертинні відклади (пісок, суглинок); 2 – косівська світа (алевроліт, мергель, глина); 3 – ратинський горизонт (вапняк); 4, 5 – дністровський горизонт (гіпсоангідрит, сірчана руда); 6 – баранівський горизонт (літо-тамнієвий вапняк); 7 – верхня крейда (пісковик); 8 – контур осіркування; 9 – Городоцький скид



**Рис. 1.5. Схематичний розріз через долину р. Шкло (на межі з долиною карстові порожнини заповнені глиною):**

1 – суглинок; 2 – пісок; 3 – мергель, глина; 4 – алевроліт; 5 – гіпсоангідрит; 6 – карстові порожнини; 7 – вапняк

Вапняки перекриті глинистими відкладами косівської світи і сарматського ярусу неогену. В нижній частині вони представлені алевролітами й пісковиками на глинистому цементі, вище – мергелями, які переходять у глини. Товщина глинистих відкладів збільшується в напрямку прогину від 20 до 100 м. Рельєф покрівлі глинистої товщі повторює рельєф покрівлі гіпсоангідритів у зглаженому вигляді. Ширина долин у глинах досягає 1 км. Найвища відмітка покрівлі глин – 280, найнижча – 220 м. Промиті в глинистій товщі долини заповнені четвертинними відкладами, представленими озерно-льодовиковими глинами й тонкозернистими пісками. Потужність четвертинних відкладів досягає 30 м, верхній шар нерідко утворений торфами потужністю 2–3 м, долини широкі, заболочені. Характерною особливістю долин річок є біфуркація, тобто розділення русел на два. Одне русло знаходиться під правим, друге – під лівим схилом долини. Це пояснюється просіданням поверхні землі на межі з останцями гіпсоангідритів.

У результаті експлуатації родовища в геологічній будові району сталися значні зміни. В контурі кар'єру сірчана руда видалена,

на розкритій поверхні гіпсоангідритів укладені внутрішні відвали з неогенової глини. Частина глин закладована в зовнішніх відвалах, унаслідок чого четвертинні відклади на території відвалів захоронені на глибину до 30 м. Четвертинні відклади з площі кар'єру переміщені у гідровідвал. Сформувались техногенні утворення – хвости збагачення сірчаних руд.

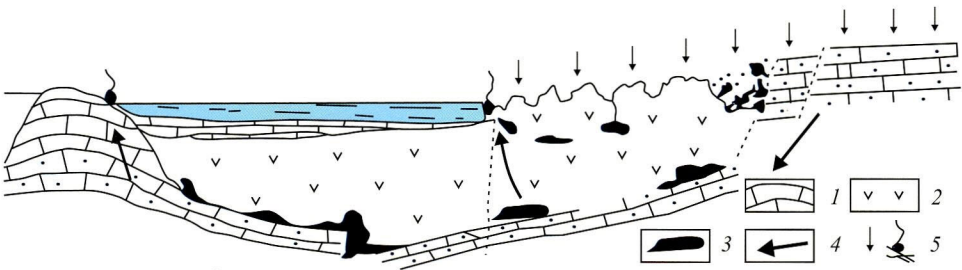
**Геологічна історія формування гіпсового карсту.** Геолого-історичний аналіз дає змогу відтворити палеогеографічні умови формування древніх рельєфів, уявити закономірності руху поверхневих і підземних вод. Це ключ до інтерпретації даних, отриманих за розрідженою мережею свердловин і слугує основою для висновків про розвиток карсту в часі і просторі. В історії формування карсту виділяють вісім стадій [6].

1. *Утворення сульфатних відкладів.* Сучасна геологічна будова району формувалась у пізньоміоценову епоху, що почалася 10–12 млн років тому. В умовах лагун, відокремлених від древнього моря, в результаті випаровування морської води осідали солі в такій послідовності: вапняк–гіпс–кам'яна сіль–калійно-магнієві солі. На вапняках накопичилась лінза гіпсу завтовшки до 60 м. Над гіпсами відклалися поклади кам'яної і калійної солей. Цей період завершився тим, що море відступило. Соленосні відклади були розмиті, а гіпсоангідрити вийшли на поверхню. Згодом частина платформи опинилася в умовах неглибокого моря підвищеної солоності і в смузї припливів–відпливів. Тут відкладались вапняки, які дістали назву ратинського горизонту.

2. *Передкосівський розмив.* У період, коли море поступово відступило на захід, на поверхні гіпсів і вапняків сформувався континентальний рельєф із характерними для розчинних порід формами: куести там, де поверхня броньована ратинськими вапняками, і скульптурні форми – там, де вапняків не було. Нині подібні умови існують на деяких ділянках у Тернопільській, Івано-Франківській, Чернівецькій областях [21].

У той час склалися всі умови для розвитку голого гіпсового карсту: активний водообмін, наявність проникних порід згори і знизу (рис. 1.6). Живлення підземних вод відбувалось на площі, де був суходіл, а розвантаження – вздовж морського берега. Сформувалася система горизонтальних порожнин уздовж тріщин

у вапняках, а також вертикальні понори, через які поглинались поверхневі води.



**Рис. 1.6. Палеогідрогеологічний розріз у передкосівській період:**  
 1 – вапняк; 2 – гіпс; 3 – карстові порожнини; 4 – напрямок руху підземних вод; 5 – ділянки живлення і розвантаження води

3. *Накопичення глин косівської світи.* Розчинення призвело б до повного знищення гіпсу, але невдовзі край платформи глибоко опустився і з Карпат, що в цей час підіймалися й насувалися в бік платформи, в море почали зноситися продукти розмиву: піски, алеврити, глини.

Слабопроникні осади захистили гіпси й соленосні відклади від подальшого розчинення. Більше того, вони заповнили розмиті в гіпсах долини, і навіть частково підземні карстові порожнини (див. рис. 1.6). Біля бортів долини карстові порожнини заповнились глиною. Н.М. Даценко [8] установила, що глина в древніх карстових порожнинах утворилась у процесі нормальної седиментації, на що вказують горизонтальна шаруватість, ідентичний з породами косівської світи склад, відсутність домішок четвертинних утворень. Опинившись на глибині під високим тиском, гіпси дегідрувались і перетворились на ангідрити. Карстовий процес на тривалий час припинився.

4. *Пліоценовий розмив.* Наприкінці баденію платформа відокремилась від Передкарпатського прогину й піднялась, у той час як у прогині залишалося море. Почався розмив глинистого покриву над ангідритами. Поверхня землі перевищувала рівень моря, можливо, на сотні метрів. Великі блоки платформи відколювались і сповзали в море. Товща косівських глин була мало літифікована, легко розмивалась, уздовж берега розвивались численні зсуви,

сліди яких залишилися у вигляді складних дислокацій типу шар'яжів і насувів.

Протягом 3 млн років, упродовж усього міоцену глинисті відклади розмивались і зносились із платформи й Карпат у прогин. На краю платформи знову сформувався континентальний рельєф, причому внаслідок ущільнення глин він успадкував основні риси докосівського.

Підземні води живились у горах, де на поверхню виходили відклади крейдяної системи й нижнього баденію, а розвантаження відбувалося вздовж берега моря, де гіпси й вапняки були оголені. Поблизу морського берега в смузі завширшки 0,5–1 км гіпси були повністю розчинені й ратинські вапняки і косівські глини обрушились на літотамнієві. Розчинення гіпсоангідритів поблизу зони живлення і вздовж морського узбережжя разом із тектонічними рухами призвели до створення антиклінальних структур, де під косівською покришкою збиралися вуглеводні. Ці накопичення контактували із сульфатними кисневмісними водами, що спричинило часткове заміщення гіпсоангідритів на сірчану руду.

Отже, в пліоценову епоху існували умови для розвитку гіпсового карсту. Проте в межах антиклінальних структур, де були скупчення вуглеводнів, порожнини заліковувалися сірчаною рудою, в той час як за межами антиклінальних структур карстові порожнини розширювались.

5. *Еоплейстоценова рівнина.* Наприкінці пліоцену море було заповнене відкладами дашавської світи і відступило. Осередки розвантаження підземних вод уздовж Городоцького скиду були екрановані глинами й перестали існувати. Гідродинамічна система набула характеру артезіанського схилу. В глибокій її частині режим підземних вод став застійним, лише у верхній частині, де продовжувався розмив глин, водообмін був активнішим і розчинення гіпсоангідритів могло продовжуватись.

6. *Плейстоценове зледеніння.* Карстовий процес перервався льодовиком ріського віку. Спочатку він перегородив долини річок, що текли на північ, і в глибоких долинах відклався шар озерних глин. У період зледеніння вся вода стікала на південь, у пра-Дністер [19]. Згодом лід укрит усю поверхню. Коли льодовик почав відступати, між підвищенням Розточчя і його краєм утворилися озера, в які

стікали потоки з танучого краю льодовика. Поступово він розтанув, вкривши поверхню моренними суглинками, озерно-льодовиковими глинами і флювіогляціальними пісками. Рельєф був вирівняний флювіогляціальними відкладами.

7. *Голоцен.* У післяльодовиковий час почалося формування сучасної річкової системи балтійського басейну. Розчинення гіпсів відновилося. Воно спричинювало повільне осідання всієї території, тому долини річок перетворювались на болота, в них накопичувались торфи. Карстовий процес продовжувався, але доволі повільно, що не створювало реальної загрози для населення.

8. *Техногенна інтенсифікація карсту.* Освоєння Язівського сірчаного родовища започаткувало найновіший, техногенний етап розвитку гіпсового карсту. Внаслідок осушення кар'єру сформувалась депресійна лійка завглибшки 90 м, швидкість фільтрації води збільшилась. Почалося масове обрушення порід над карстовими порожнинами, обумовлене як їх розширенням, так і зростанням геостатичного тиску в результаті осушення порід. Перевищення рівня води в четвертинних відкладах над рівнем води у тріщинно-карстовому горизонті призвело до суфозійного винесення четвертинних відкладів у карстові порожнини.

Отже, система карстових порожнин у гіпсоангідритах утворилася в умовах континенту на межі тираського й косівського часу. В косівський час печери в бортах долин були запечатані глинистими осадами на деяку відстань від схилу. В центральних частинах гіпсових масивів печери заповнилися водою. В антиклінальних структурах накопичувалися вуглеводні, які за допомогою мікроорганізмів перетворювали гіпсоангідрити на сірчану руду. При цьому карстові порожнини залікувалися сірчано-кальцитовою рудою.

В четвертинний період унаслідок циркуляції підземних вод в умовах артезіанського схилу карстові порожнини розширювались. Ще 1670 р. в с. Шкло провалилась земна поверхня. Там досі залишається яма діаметром 120 і завглибшки 10 м. Катастрофічна інтенсифікація карсту пов'язана з осушенням Яворівського сірчаного кар'єру.

Про наявність карсту в районі Язівського родовища сірки свідчили численні карстові озера, безстічні зниження, «п'яний ліс». Проте при спорудженні промислових і житлових будівель наявність

карсту не було враховано. Це призвело до необхідності коригувань проектних рішень уже в ході будівництва. В карстонебезпечних зонах, де поширені гіпсоангідрити, знаходяться населені пункти: Старичі, Воля Старицька, смт і санаторій «Шкло», Солиги, Стадники, Когути, Стені, Молошковичі, Бердихів.

**Морфологія гіпсового карсту.** Для розпізнання морфології гіпсового карсту застосовано вивчення печер-аналогів, детально задокументованих спелеологами. Завдяки самовідданій праці спелеологів у Передкарпатті вивчено найбільші в світі лабіринти гіпсових печер Оптимістична (рис. 1.7), Попелюшка, Озерна, Млинки, Криштална. Вони знаходяться в ідентичних з Яворівщиною геологічних умовах, мають аналогічну історію формування. Однак у Подільсько-Буковинському регіоні підняття платформи в олігоцені було більшим, ніж у районі сірчаних родовищ. Там водонесні породи здреновані долинами річок, печери стали доступними для спелеологів. Особливе місце посідає печера Попелюшка, яка в природних умовах знаходилась під водою й була осушена гіпсовим кар'єром (рис. 1.8).

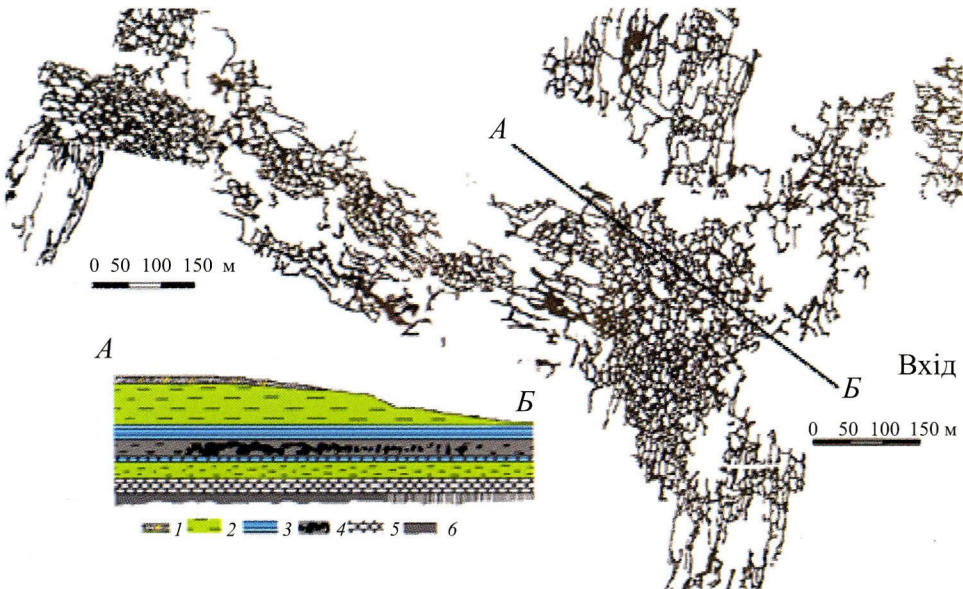
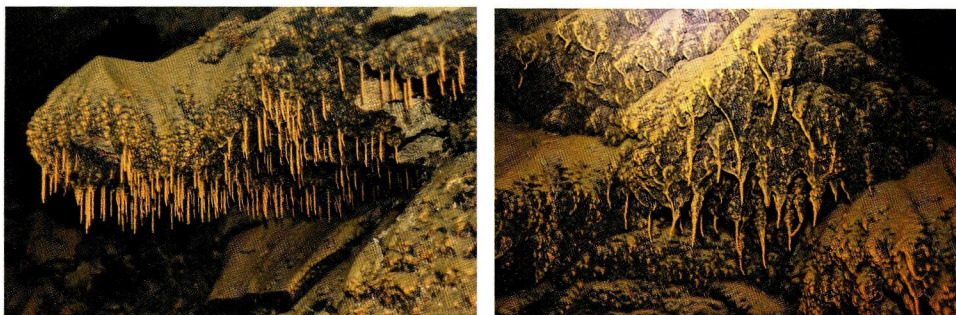


Рис. 1.7. Фрагмент плану печери Оптимістична



**Рис. 1.8.** Гіпсові утворення печери Попелюшка (<https://tcb.vn.ua>)

Печери в плані подібні до сплутаної рибальської сітки [13]. Густота каналів – від 120 до 320 на 1 км<sup>2</sup>. Розмір каналів найчастіше 1–2 м, на перехрестях вони розширюються до 3–5 м, подекуди трапляються зали заввишки 10 м і більше, завдовжки в десятки метрів. Порожнини формують один або кілька ярусів, сполучених між собою вертикальними колодязями. Найбільш розвинений нижній ярус, на контакті з підстелюючими вапняками. Між карстовими водами в гіпсоангідритах і тріщинними водами літотамнієвих вапняків залягає відносний водотрив із глинистих часточок, що накопичуються в підшві печер унаслідок розчинення.

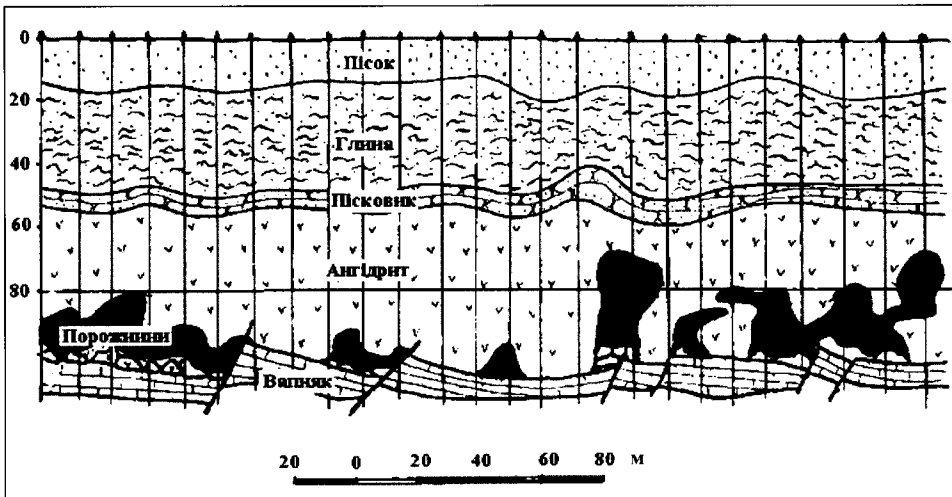
В районі Язівського родовища найповнішу інформацію про морфологію карсту отримано при розбурюванні ділянки дослідних робіт зі створення протифільтраційної завіси. Профіль завдовжки 400 м в долині р. Шкло був розбурений свердловинами на відстані 5 м одна від одної (рис. 1.9).

Відношення площі горизонтальної проекції порожнин до площі поширення карсту становить 1–25 %. Очевидно, що такою ж є ймовірність потрапляння свердловинами в карстові печери. Тому побудувати план печер за даними буріння можна тільки в разі буріння за мережею з коміркою менш як 1 м, що нереально.

Тим більше виключена можливість виявлення окремих порожнин геофізичними методами, оскільки за їх допомогою можна встановити тільки наявність карстових утворень, а визначити їх морфологію – ні.

Аналіз даних буріння і вивчення морфології печер-аналогів дає підставу припустити, що в районі Язівського сірчаного родовища

масив гіпсоангідритів поділяється на дві частини. В західній частині потужність сульфатної товщі досягає 50–60 м, поверхня відносно рівна, нижня частина гіпсоангідритів заміщена сірчаними рудами. Карстові порожнини трапляються рідко й найчастіше заповнені сірчаною рудою, крупнокристалічними кальцитом, баритом, целестином.



**Рис. 1.9. Геологічний розріз по свердловинах на дослідній ділянці протифільтраційної завіси**

У східній частині гіпсоангідрити прорізані вузькими древніми долинами, що збігаються із сучасною гідромережею. Долини заповнені глинами й четвертинними відкладами як провального, так і нормального осадового походження. Міждолинні цілики пронизані лабіринтом печер. Весь масив гіпсоангідритів поступово осідає під вагою покривних порід, які розчавлюють цілики між порожнинами. Час від часу стаються провали покривних порід. Вони заповнюють порожнини, змушують воду обтікати провальні відклади, це змінює структуру підземного потоку й активує розчинення гіпсоангідритів.

Межа між західною і східною частинами проходить приблизно по контуру осіркування.

### 1.3. Техногенна інтенсифікація гіпсового карсту

**Гідрогеологічні умови.** Основою карстологічних досліджень є детальне вивчення гідрогеологічних умов, яке проводили з метою осушення кар'єру. Було створено мережу спостережних свердловин, в яких регулярно вимірювали рівні та відбирали проби води на хімічний аналіз.

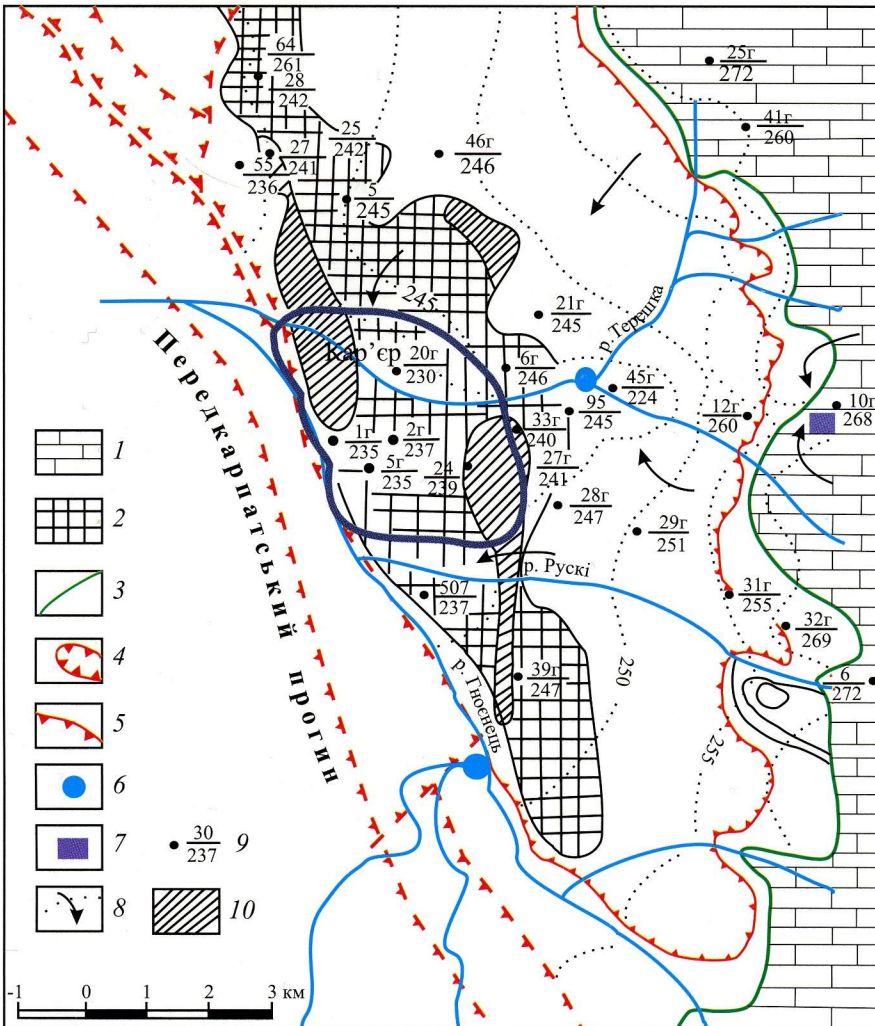
Гідрогеологічну карту району наведено на рис. 1.10. Родовище сірки приурочене до артезіанського схилу, основним водоносним горизонтом якого є баранівські пісковики або літотамнієві вапняки. На платформі вони виходять на поверхню або під четвертинні відклади, а на глибині обмежуються регіональним скидом, за яким глиниста товща має потужність кілька сотень метрів. Крім того, водоносними є неосірковані вапняки ратинського горизонту, що залягають над гіпсоангідритами, а також сірчана руда. Обводненість гіпсоангідритів пов'язана зі складною системою карстових порожнин. Верхнім водотривом слугують глини і мергелі косівської світи потужністю від перших метрів поблизу підвищення Розточчя до 250–300 м біля Городоцького скиду. Нижній водотрив сформований пісковиками на глиняному цементі крейдянського віку.

Зона живлення підземних вод знаходиться на площі виходу літотамнієвих вапняків на поверхню або під четвертинні відклади, на відмітках 270 м і більше. Підземні води розвантажувались у місцях розмиву глин у долинах річок.

У результаті розчинення гіпсу утворювалися води з вмістом до 1,6 г/дм<sup>3</sup> сульфат-іонів. Діяльність сульфатвідновлювальних мікроорганізмів супроводжувалась відновленням сульфатів та утворенням сірководню. При змішуванні сірководневих вод із поверхневою кисневмісною водою в осад випадала елементарна сірка, яка забарвлювала воду в зеленкуватий колір. Звідси виникла назва річки Шкло (скло). Через неприємний запах сірководню ще одна річка дістала назву Гноєнець (до річі, поблизу є річки Вонячка, Блех, Смердех).

Найбільші осередки розвантаження знаходились поблизу санаторію «Шкло» та біля впадання потічка Рускі в р. Гноєнець на відмітках 240–245 м. На рис. 1.11 наведено світлину джерела сір-

ководневої води з дебітом 60 дм<sup>3</sup>/с, яке фонтанувало на території санаторію «Шкло». Джерело щезло 1967 р., коли почали осушувати сірчаний кар'єр. Площа поширення напору збігається з площею сірчаного покладу, де відмітки поверхні від 230 до 240 м. До початку осушення кар'єру відмітка напору досягала 245 м над рівнем моря, тому свердловини фонтанували.



**Рис. 1.10. Гідрогеологічна карта Язівського родовища сірки:**

1 – зона живлення неогенового водоносного комплексу; 2 – сірчанорудний поклад; 3 – контур поширення косівського водотриву; 4 – контур

поширення гіпсоангідритів; 5 – скид; 6 – джерела сірководневих вод; 7 – водозабір; 8 – гідроізоп’ези і напрямки руху води; 9 – свердловини, їх номери і зазначення напору; 10 – ділянки, де водотривів між ратинським і літотамнієвим горизонтами немає

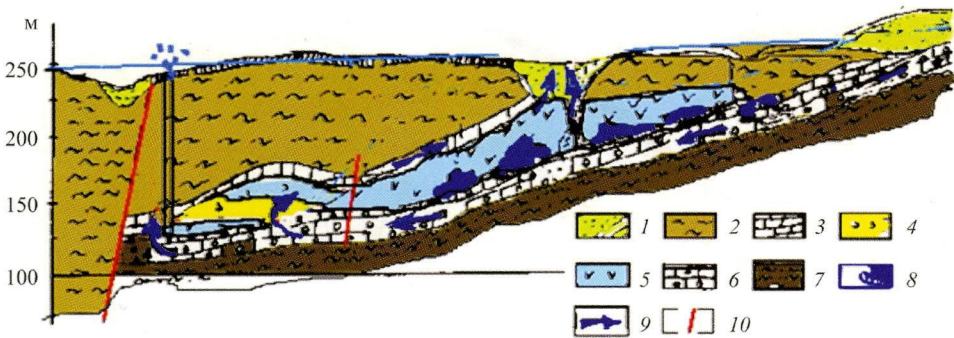


**Рис. 1.11. Джерело сірководневої води на території санаторію «Шкло»**

Формування карстової системи в гіпсоангідритах обумовлено особливостями руху води в артезіанському схилі. Гідродинамічна система складається з двох водоносних горизонтів – літотамнієвих і ратинських вапняків, між якими залягає товща гіпсоангідритів (рис. 1.12). Літотамнієві вапняки, що знаходяться під гіпсом, виходять на поверхню на підвищенні Розточчя на відмітках близько 270 м. Вапняки ратинського горизонту, що розміщені над гіпсом, виходять під четвертинні відклади в долинах річок на відмітці 240 м, де знаходились зони розвантаження. Внаслідок різниці напорів вода з літотамнієвого горизонту по тріщинах перетікає крізь гіпсоангідритову товщу, що й було основним механізмом формування лабіринтових печер. Мережа підземних порожнин збігається із системою тріщин у вапняках.

По мірі руху від зони живлення до зони розвантаження вода насичується сульфат-іонами й її розчинна здатність зменшується. А.М. Кузнецов [18] на модельній установці пропускав воду по тріщині в гіпсі завширшки 1 мм і встановив, що вона насичується

сульфатом кальцію на відстані 1,5–2 м і вже стає неагресивною. Постає запитання: як може розчинитися гіпс на відстані в кілька кілометрів від місця живлення підземного потоку? Відповідь очевидна: сульфат-іони виводяться з розчину мікроорганізмами. На глибині сульфатні води трапляються зі зкупченнями органічних сполук, унаслідок чого розвиваються анаеробні процеси їх окиснення з виділенням сірководню та елементарної сірки. В результаті вміст сульфат-іонів у воді зменшується і вона стає агресивною до гіпсоангідритів. Саме діяльність мікроорганізмів забезпечує агресивність води на значній відстані від місця живлення. Можна сказати, що карстові порожнини виникають тому, що сульфатвідновлювальні бактерії з'їдають гіпс.



**Рис. 1.12. Схема фільтрації підземних вод до початку гірничих робіт:**

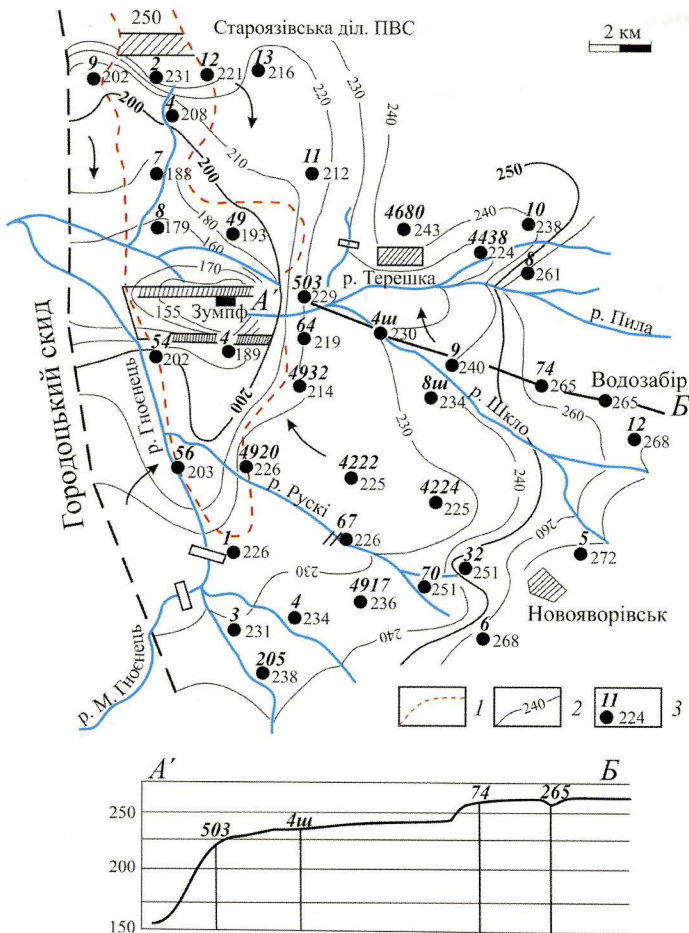
1 – пісок, суглинок четвертинний; 2 – глина косівської світи – верхній водотрив; 3 – вапняк ратинського горизонту; 4 – сірчана руда; 5 – гіпсоангідрит; 6 – літотамнієві вапняки; 7 – нижній водотрив, пісковики; 8 – карстові порожнини; 9 – напрямки руху води; 10 – тектонічні дислокації

Сірководнева вода розвантажується в долинах річок, де глинистий водотрив розмитий. Нерівномірне розчинення гіпсоангідритів призводить до розвитку деформацій й появи тріщин і зон розтягу в гіпсоангідритах і ратинських вапняках, що пришвидшує розчинення та ріст порожнин.

Через розвиток карсту формується зональна водопровідність водоносного комплексу, що відбивається на формі депресійної п'єзометричної поверхні. В період осушення кар'єру депресія рівнів

води мала площу близько 100 км<sup>2</sup>. На сході вона обмежувалась регіональним вододілом на височині Розточчя. На захід депресійна лійка не розвивається, оскільки водоносні породи екрановані регіональним Городоцьким скидом.

Форма депресійної поверхні (рис. 1.13) вказує на вкрай неоднорідні фільтраційні властивості водоносного комплексу. Як видно з рисунка, п'єзометрична поверхня біля борту кар'єру дуже крута, що пов'язано з наявністю слабопроникної межі вздовж східного контуру рудного покладу.



**Рис. 1.13.** Карта ізоп'єзу у період осушення Яворівського кар'єру: 1 – контур осіркування; 2 – ізоп'єзи; 3 – свердловини, їх номери й відмітки напору

Вище вздовж потоку довкола свердловини № 4ш ухил поверхні зменшується майже до нуля, що вказує на дуже велику проникність. Це явище характеризує зону розвитку незаповнених карстових порожнин у гіпсоангідритових масивах. Поблизу контуру виклинювання сульфатної товщі на сході ухил потоку знову різко зростає. В цьому місці гіпсоангідрити повністю розчинені, на літотамнієвих вапняках залягає перем'ята глина, а над нею – глинистий пісковик і глина косівської світи. Крім того, літотамнієві вапняки порушені тут системою екранувальних скидів.

**Яворівський сірчаний кар'єр.** Гірничі роботи розпочалися у 1969 р., сірку почали добувати в 1974 р. і припинили у 1993 р. Площа кар'єру по зовнішньому контуру 932 га. Об'єм виробленого простору – 402 млн м<sup>3</sup>, із них 97 млн м<sup>3</sup> заповнено внутрішніми відвалами. Верхівки відвалів знаходяться на відмітках 205–215 м. Розрізна траншея поділяла кар'єр на північну й південну частини, де знаходилися видобувні вибої. Найглибшим місцем у кар'єрі є зумпф із відміткою дна 150 м, розміщений поблизу східного неробочого борту. В обох напрямках розвитку кар'єру проведено розмив четвертинних відкладів. Відмітка поверхні розкритих порід неогену від 210 до 235 м (рис. 1.14).



Рис. 1.14. Яворівський сірчаний кар'єр (1993)

Воду з кар'єру відкачували шість насосів потужністю 1200 і 2000 м<sup>3</sup>/год у відстійники на західному борту, а звідти перекачували

в накопичувач на р. Хоросниця. 10 серпня 2001 р. внаслідок розриву трубопроводів виникла небезпека затоплення насосів. Було вирішено перенести насосну станцію водовідливу на 25 м вище, з відмітки 155 до 180 м. Почалось затоплення кар'єру підземними, а потім і річковими водами, яке завершилося в грудні 2006 р.

**Осушення сірчаного кар'єру.** Головним чинником інтенсифікації карсту і супутніх явищ є відкачування води з Яворівського сірчаного кар'єру. Осушували кар'єр у два етапи: попереднє водозниження свердловинами в період проведення розкривних робіт; відкритий водовідлив під час експлуатації. Воду переганяли у водосховище Оселя, звідки у паводковий період скидали в річку. Геологічна служба комбінату вела постійний контроль за відкачуванням води:

**Об'єми відкачаної води з кар'єру, млн м<sup>3</sup>/рік**  
(за даними Яворівського підприємства «Сірка»)

<b>Рік</b>	<b>1971</b>	<b>1972</b>	<b>1973</b>	<b>1974</b>	<b>1975</b>	<b>1976</b>	<b>1977</b>	<b>1978</b>
<b>Відкачування</b>	2,5	7,3	9,7	15,8	18,0	21,2	19,8	23,1
<b>Рік</b>	<b>1979</b>	<b>1980</b>	<b>1981</b>	<b>1982</b>	<b>1983</b>	<b>1984</b>	<b>1985</b>	<b>1986</b>
<b>Відкачування</b>	26,7	35,4	40,6	33,3	34,3	46,9	62,3	55,3
<b>Рік</b>	<b>1987</b>	<b>1988</b>	<b>1989</b>	<b>1990</b>	<b>1991</b>	<b>1992</b>	<b>1993</b>	<b>1994</b>
<b>Відкачування</b>	52,5	51,3	45,5	44,7	45,5	56,2	56,2	38,1
<b>Рік</b>	<b>1995</b>	<b>1996</b>	<b>1997</b>	<b>1998</b>	<b>1999</b>	<b>2000</b>	<b>2001</b>	
<b>Відкачування</b>	46,7	48,3	44,7	45,5	46,7	46,7	47,0	

До 1985 р. водоприплив у кар'єр збільшувався і досяг 170 тис. м<sup>3</sup>/доба. Після цього він змінювався в межах 122–146 тис. м<sup>3</sup>/доба. Відмітка води в зумпфі коливалась від 145 до 150 м, тобто зниження рівня від статичного (245 м) досягало 100 м. Осушення кар'єру призвело до інверсії потоку підземних вод: місця розвантаження перетворились на місця живлення, а єдиним місцем розвантаження став кар'єр. Джерела щезли вже через кілька днів після початку відкачування води.

Почалась інтенсивна деформація поверхні в долинах річок, виникли численні карстові провали, через які поглинались стоки річок Шкло і Терешка (рис. 1.15). Пересохли деякі озера карстового

походження (Кругле, Криве та ін.). На території санаторію «Шкло» в місці, де знаходилось джерело сірководневої води, утворилась яма завглибшки понад 3 м. На площах зв'язку між рудовміщуючим і четвертинним водоносними горизонтами відбулось осушення або зниження рівнів води в колодязях, унаслідок чого було втрачено джерела місцевого водопостачання в селах Бердихів, Підлуби, Мошківчичі, Лісновичі, Речичани. Заболочені долини річок на великих ділянках осушилися.



**Рис. 1.15. Карстові провали в долині р. Шкло, через які поглиналися річкові води (1985)**

У 1980 р. в ложі водосховища Новий Яр утворився провал діаметром близько 60 м, рівень води у водоймі швидко знизився. Приплив води у кар'єр збільшився, насосна станція була затоплена. Провал засипали глиною з розкриття, після цього воду в водосховищі не накопичували.

**Хімічний склад води з кар'єру.** Хімічний склад підземних вод гортонського водоносного комплексу до початку гірничих робіт формувався внаслідок заміни древніх морських вод на інфільтраційні та розчинення гіпсу і вапняку. Підземні води літотамнієвого горизонту вирізнялись меншими мінералізацією і вмістом сульфатів порівняно з водами ратинського горизонту. Це підтвердило наявність перетікання води з літотамнієвого вапняку в ратинський через карстові порожнини в гіпсоангідритах.

Дренажні води кар'єру формувалися в результаті розчинення порід сульфатно-карбонатної формації. За час фільтрації від області живлення до кар'єру вода встигала насититися сульфатами. Вода з кар'єру неагресивна відносно гіпсу, що доведено спеціальними дослідженнями, в яких зразки гіпсу вмішували в проточну дренажну воду на тривалий час. Мінералізація вод досягала 2,6 г/дм<sup>3</sup>, у тому числі 1,6 г/дм<sup>3</sup> сульфат-іонів. У воді містилося 35–75 мг/дм<sup>3</sup> сірководню.

В середньому з кар'єру за добу відкачували 76 тис. м<sup>3</sup> води, яка містила 1,6 сульфат-іонів і 0,5 г/дм<sup>3</sup> кальцію. Кожен кубометр води виносив 2,1 кг гіпсу, за добу – 160 т сульфату кальцію, що в перерахунку на дигідрат становило 217 т. Щільність гіпсу 1,32 т/м<sup>3</sup>, об'єм розчинених порід – 164 м<sup>3</sup>/доба.

За рік розчинялося 60 000 м<sup>3</sup> гіпсу. За 30 років з початку осушення було винесено 1,8 млн м<sup>3</sup> гіпсу. Площа поширення гіпсу в зоні депресійної лійки дорівнює 75 км<sup>2</sup>. Якби підшова гіпсів розчинялася рівномірно, то весь масив порід опустився б на 2,4 см. Однак фільтрація води відбувається нерівномірно, найшвидше – вздовж бортів річкових долин. Саме в долинах утворилося найбільше провалів земної поверхні.

Систематичні спостереження за деформаціями земної поверхні, пов'язаними з осушенням кар'єру, розпочались у 1967 р. Із застосуванням аерофотозйомки на площі 126 км<sup>2</sup> налічено 302 провали. Станом на 01.07.1987 р. їх було вже 937. Динаміку утворення провалів у 1978–1986 рр. характеризують такі дані:

Рік	1978	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Число провалів	27	48	30	27	39	19	14	27	12

Станом на 2002 р. геологічна служба Яворівського ДГХП «Сірка» задокументувала 1230 проявів карсту (рис. 1.16).

Поверхневі прояви карсту поділяють на окремі провали (рис. 1.17) і карстові поля. Діаметр лійок від 3 до 20 м. У долинах річок утворились карстові поля, в межах яких уся поверхня деформується з розривами. Найбільше число провалів на північній околиці селища Шкло, в долинах річок Шкло і Терешка. Загальний об'єм карстових провалів приблизно відповідає об'єму гіпсу, розчинено-

го за час осушення кар'єру («скільки розчинилось, стільки й провалилось»).

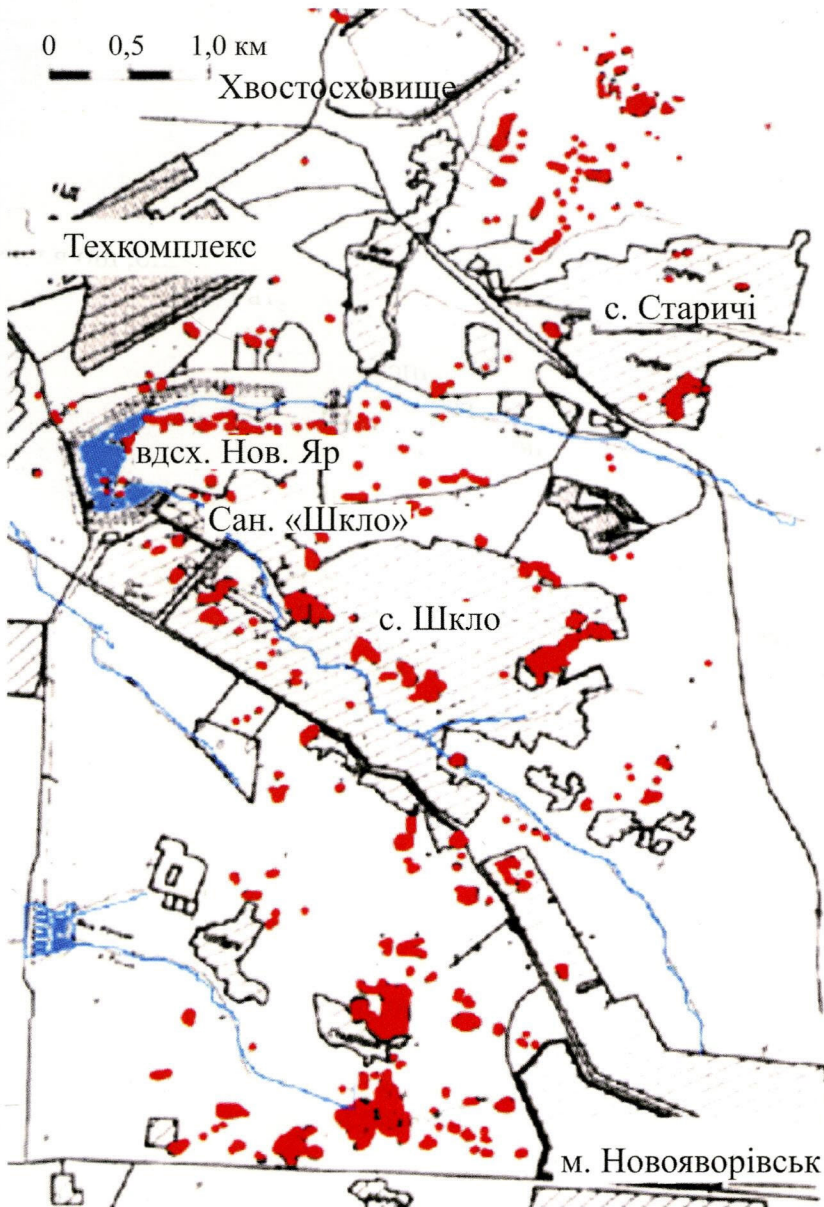


Рис. 1.16. План карстових провалів у зоні впливу системи осушення Яворівського кар'єру



Рис. 1.17. Карстовий провал у с. Воля Старицька (1993)

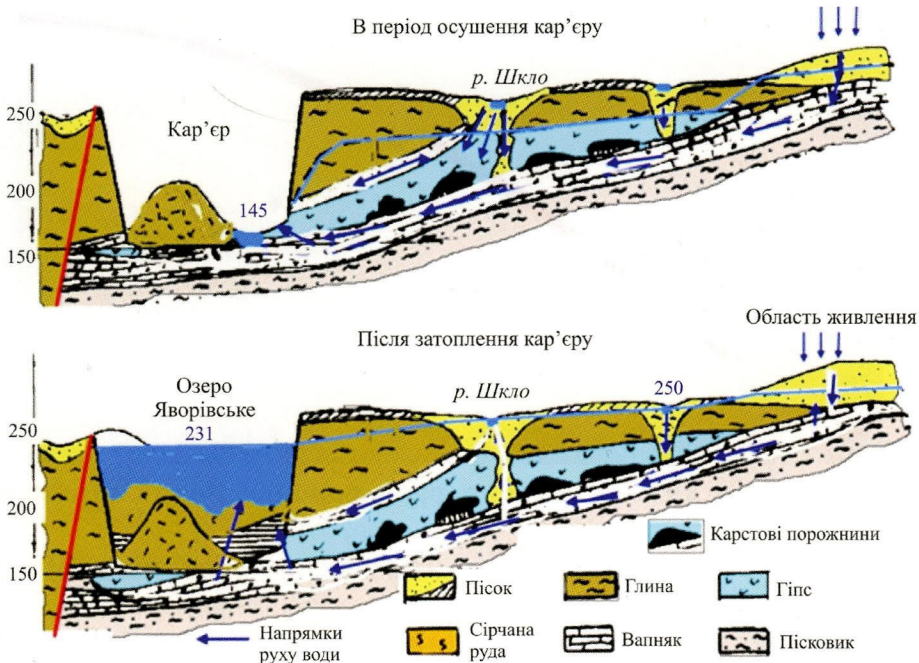
#### 1.4. Розвиток карсту після затоплення кар'єру

Згідно з проектом, розробленим Інститутом гірничо-хімічної промисловості в 1997 р., кар'єрна виїмка перетворена на озеро. Рівень води в озері визначається відміткою перетину борту кар'єру зі старим руслом р. Шкло і становить 230,5 м. Це на 15 м нижче від природного напору підземних вод тортонського горизонту.

В результаті спостережень за процесом відновлення напорів підземних вод установлено, що в районі від озера до села Бердихів вони зросли на ~ 90 % початкових, а на більшій відстані – відновилися повністю. Кут нахилу депресійної лійки зменшився, однак озеро й далі залишається місцем розвантаження підземних вод неогенового водоносного комплексу. Згідно з розрахунком, середній приплив в озеро з цього комплексу становить близько 10 тис. м<sup>3</sup>/доба. Це на порядок менше від припливу підземних вод у період осушення кар'єру. Однак фактично приплив води значно більший, оскільки в розрахунках було прийнято, що водосховище Новий Яр, згідно з проектом, осушать.

Зміни умов живлення і розвантаження підземних вод до початку гірничих робіт, у період осушення кар'єру й після його затоплення

(в розрізі) ілюструє рис. 1.18. З рисунка видно, що після затоплення кар'єру триває живлення підземних вод неогенового горизонту в долинах річок. Проте, оскільки приплив підземних вод зменшився на порядок, відповідно уповільнилось і розчинення гіпсоангидритів потоком води. Логічно припустити, що процес розчинення не припиниться, а продовжуватиметься приблизно з такою ж швидкістю, як це було до початку гірничих робіт.



**Рис. 1.18. Зміни умов фільтрації підземних вод неогенового водоносного комплексу**

Фактично, починаючи з 2006 р., провалів поверхні й істотних деформацій будинків і комунікацій не спостерігали. В період після затоплення кар'єру з 2006 до 2014 р. геологічна служба в смт Шкло зафіксувала всього 4 провали: 1) по вул. Козацькій; 2) по вул. Львівській; 3) по вул. Котляревського; 4) по вул. Львівській навпроти кладовища. Один провал незначного розміру виявлено на хуторі Солиги. Обстеженням, проведеним у листопаді 2014 р.,

виявлено єдину карстову лійку діаметром 1,8 м і завглибшки 1,5 м в районі між с. Воля Старицька і залізничною станцією Шкло (рис. 1.19).



**Рис. 1.19. Свіжий карстовий провал у районі с. Воля Старицька**

У 2015 р. стався провал поверхні на території санаторію «Шкло». Крім того, в північній частині цієї території утворились озера і болота. Причиною їх виникнення, вірогідно, є площинне осідання поверхні. Затоплення безстічних знижень викликає інфільтрацію поверхневих і четвертинних вод у карстовий водоносний горизонт, що, у свою чергу, пришвидшує карстовий процес і зниження поверхні.

## Розділ 2

ТЕХНОГЕННА ІНТЕНСИФІКАЦІЯ  
СОЛЯНОГО КАРСТУ

## 2.1. Фізико-хімічні властивості солей

**Міцність.** Родовища кам'яної солі мономінеральні, представлені галітом (NaCl) із домішками нерозчинних мінералів. Опір стиску кам'яної солі – до 30 МПа.

Згідно з результатами досліджень, проведених ученими ВНДІГ [31], за витримування сухих зразків кам'яної солі в її насиченому розчині їх вологість збільшується до 3–3,5 %. При цьому міцність зразків зменшується в середньому з 28 до 18 МПа.

Характеристики механічних властивостей калійних руд і вміщуючих порід наведено в табл. 2.1.

Таблиця 2.1

**Міцність і деформаційні властивості соленосних порід**  
(за даними ВНДІГ)

Параметр	Порода				
	Калійна руда	Глиниста кам'яна сіль	Соленосна брекчія	Пісковик на соляному цементі	Обезсолені глини
Міцність, МПа					
на стиск	43	24	17	53	10
на розтяг	17	1,2	1	2,4	0,5
на згин	4,2	3,6	3,1	–	1,7
Модуль пружності, МПа · 10 <sup>4</sup>	3,2	1,1	1,1		0,06
Коефіцієнт Пуассона	0,26	0,22	0,20	0,39	0,21
Модуль деформації, МПа · 10 <sup>4</sup>	1,1	0,5	0,45	1,39	0,026

Закінчення табл. 2.1

Коефіцієнт поперечної деформації	0,21	0,22	0,21	–	0,23
----------------------------------	------	------	------	---	------

Як видно з даних таблиці, калійна руда навіть міцніша за кам'яну. Однак соляним породам властива пластичність. За малих навантажень у зразках кам'яної солі виявляються деформації стабільної повзучості. Коли навантаження досягає 55 % опору одновісному стиску (14–15 МПа), повзучість через 160 діб переходить у прогресуючу. Згідно з результатами досліджень, при замочуванні зразків каїнітової породи в насиченому розчині NaCl вологість досягає 1–5 %, при цьому міцність зменшується із 40 до 7,4 МПа. При замочуванні зразків сильвініту й каїніту в насиченому відносно калійної руди розчині їх вологість зростає до 4,5 %, а опір стиску зменшується в 4 рази [31].

Довготермінова міцність зразків солі становить близько 60 % опору стиску за швидкого навантаження. Довготермінова міцність зволжених зразків кам'яної солі менша приблизно вдвічі, а швидкість деформацій збільшується в 3–4 рази.

Вміщуючі породи калійних родовищ у Передкарпатті представлені сіллю з великим вмістом нерозчинного матеріалу: глиниста сіль, соленосна брекчія, пісковики на соляному цементі (місцева назва «зубер») (рис. 2.1). Опір соленосної глини стиску становить 35 МПа. При замочуванні в насиченому розчині NaCl міцність соленосних глин зменшується з 34 до 4 МПа за вологості від 1 до 9 %.

Породи глинисто-гіпсової шапки (ГГШ) містять від 0,03 до 0,83 % легкорозчинних солей і 0,15–1 % гіпсу. Загальна засоленість збільшується з глибиною від 0,29 до 1,56 %, у тому числі легко-розчинними солями – від 0,02 до 0,88, гіпсом – від 0,15 до 1 %. За достатнього ущільнення породи ГГШ водотривкі [19]. Щільність мінеральної частини ГГШ становить 2,65–2,80 г/см<sup>3</sup>, об'ємна маса сухого ґрунту – 1,73–1,85, у природному стані – 2,07–2,2 г/см<sup>3</sup>. Зчеплення – 0,042–0,055 МПа, кут внутрішнього тертя – 26–30°, число пластичності – 10–18, пористість – 31–35 %. Коефіцієнт фільтрації за вмісту солі в розчині 50 г/дм<sup>3</sup> – 0,01–0,0005 м/доба, а за вмісту солей 350 г/дм<sup>3</sup> ледве досягає  $4,7 \cdot 10^{-6}$  м/доба.



**Рис. 2.1. Калійна сіль. Стебницьке родовище**

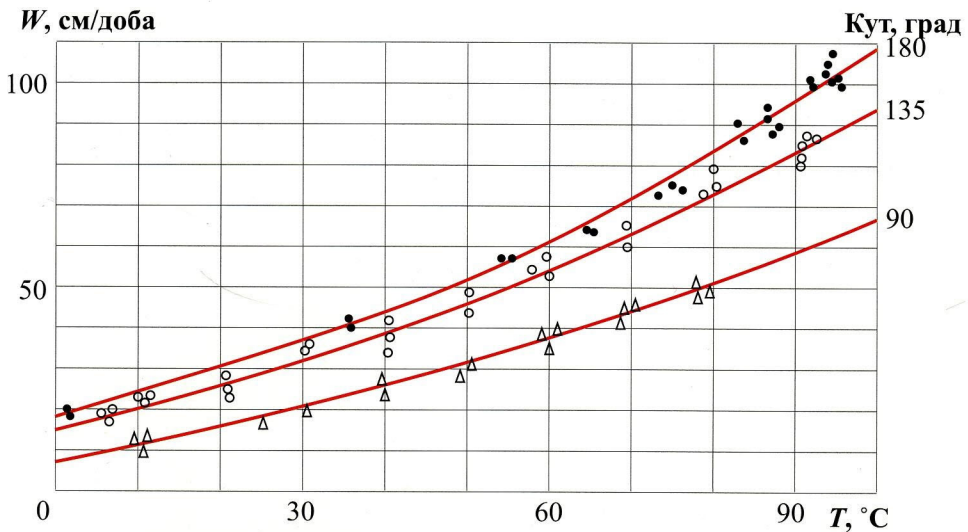
**Розчинність солей.** Розчинність кам'яної солі мало залежить від температури і в діапазоні 10–30 °С становить близько 317 г/дм<sup>3</sup>. Наприклад, розчинність NaCl у дистильованій воді характеризується такими значеннями:

Температура, °С	0	10	20	30	40	50	60	80	100
Вміст солі в розчині, г/дм <sup>3</sup>	318	317	317	317	318	319	321	324	330

Густина такого розсолу становить 1198 кг/м<sup>3</sup>. В 1 м<sup>3</sup> насиченого розсолу NaCl міститься 317 кг солі і 881 кг води. В 1 м<sup>3</sup> води розчиняється близько 360 кг солі. Щільність чистої кам'яної солі – 2200 кг/м<sup>3</sup>. Кожен кубометр прісної води розчиняє 0,164 м<sup>3</sup> солі.

Швидкість розчинення кам'яної солі в нерухомій воді залежить від температури і кута нахилу поверхні, що розчиняється. Результати лабораторних досліджень ілюструє рис. 2.2 [29]. Як видно з

графіка, за температури 15 °С вертикальна стінка солі розчиняється зі швидкістю близько 15 см/доба, або 54 м/рік. Це на 3 порядки більше за швидкість розчинення гіпсу.



**Рис. 2.2.** Залежність швидкості розчинення кам'яної солі у воді від температури й кута нахилу поверхні

Калійні руди Передкарпатських родовищ за мінеральним складом комплексні. Середній склад руди Стебницького рудника № 2 такий, %: галіт ( $\text{NaCl}$ ) – 36, каїніт ( $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) – 29, лангбейніт ( $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$ ) – 11, полігаліт ( $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) – 9, кізерит ( $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) – 0,5, сильвін ( $\text{KCl}$ ) – 0,6, карналіт ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) – 0,2. У незначних кількостях містяться епсоміт та ангідрит. Вміст нерозчинних домішок, переважно глини, становить 10–16 %.

Мінерали калійної руди мають різну розчинність. Найбільш розчинні сильвін, карналіт, галіт, каїніт. Лангбейніт і полігаліт розчиняються повільно, кізерит майже не розчиняється. За даними опробування розсолів, які утворилися при затопленні глибоких горизонтів Стебницького рудника, склад насиченого відносно каїнітової руди розчину за температури 15 °С характеризується даними, наведеними в табл. 2.2.

Таблиця 2.2

## Хімічний склад розчину, рівноважного з каїніговою рудою

Місце відбирання проби	рН	Вміст компонента							Сума, г/дм <sup>3</sup>	Густина, г/см <sup>3</sup>
		K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	H <sub>2</sub> O		
Рудник № 2	6,7	29	19	0,3	91	169	72	880	360–380	1,26
Кар'єр		30	22	–	80–90	160–170	50–70	–		

Подібним є і склад розсолу в глибоких шарах (з абсолютної відмітки 245 до 180 м) затопленого Домбровського кар'єру.

Залежність розчинності калійної солі від температури майже лінійна й приблизно описується рівнянням

$$\Delta C = 2,57\Delta T,$$

де  $\Delta C$  – збільшення концентрації насиченого розчину;  $\Delta T$  – підвищення температури.

Швидкість розчинення характеризується масою солі, яка переходить у розчин з одиниці площі поверхні за одиницю часу описується формулою Фіка:

$$v_0 = dm/dt = k(C_n - C),$$

де  $dm/dt$  – маса солі, яка переходить із твердої поверхні в розчин за елементарний відрізок часу;  $k$  – коефіцієнт розчинення;  $C_n$  – концентрація насиченого розчину;  $C$  – поточна концентрація розчину.

Коефіцієнт розчинення  $k$  визначається співвідношенням коефіцієнта дифузії  $D$  і товщини дифузійного шару  $\delta$ :

$$k = D/\delta.$$

Товщина дифузійного шару залежить від швидкості потоку розчинника. За досягнення турбулентного режиму потоку товщина дифузійного шару зменшується до мінімальної і подальше збільшення швидкості потоку вже не впливає на швидкість розчинення. Згідно з припущенням, швидкість розчинення  $v$  в ненасиченому розсолі пропорційна відносному дефіциту насичення  $B$ :

$$v = v_0 B; B = (C_n - C)/C_n,$$

де  $C_n$  – концентрація насиченого розчину;  $C$  – вміст солей у ненасиченому розчині;  $v_0$  – швидкість розчинення солі в дистильованій воді.

З підвищенням температури розчинення пришвидшується. Швидкість розчинення деяких мінералів у прісній воді за температури 25 °С ілюструють наведені нижче дані.

Мінерал	Швидкість розчинення, мм/год (см/доба)
Сильвін (KCl)	65 (156)
Шеніт (K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · MgSO <sub>4</sub> · 6H <sub>2</sub> O)	22 (52)
Карналіт (KCl · MgCl <sub>2</sub> · 6H <sub>2</sub> O)	100 (240)

Каїніт ( $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$ )	9 (21)
Лангбейніт ( $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$ )	0,09 (2)
Кізерит ( $MgSO_4 \cdot H_2O$ )	0 (0)

Як бачимо, швидкість розчинення різних мінералів відрізняється майже на порядок. Тому зразки руди, опущені в розчинник, нерідко розпадаються на дрібні уламки з мінералів, які розчиняються повільно.

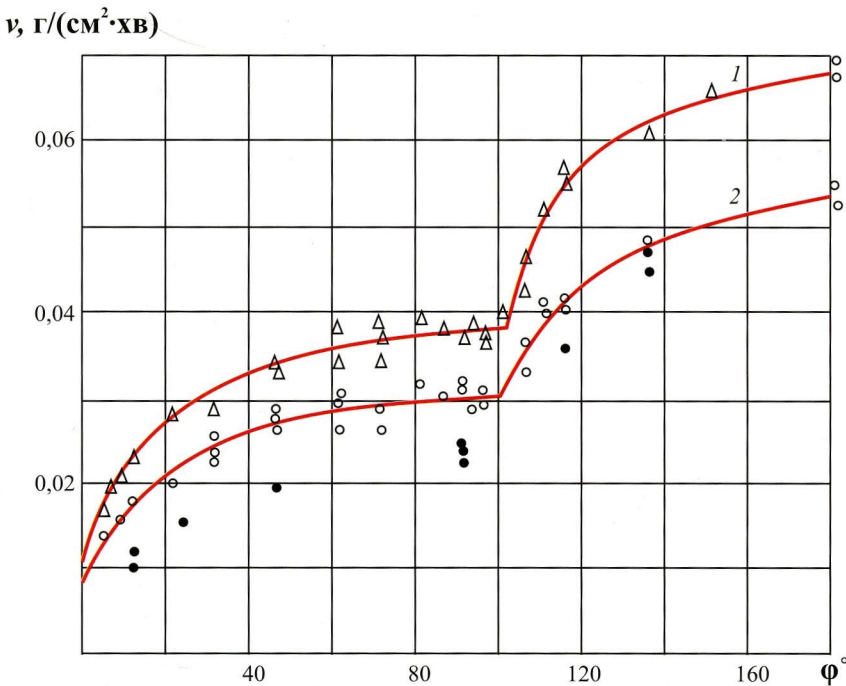
Швидкість розчинення залежить від орієнтації поверхні мінералу. На нахилених і вертикальних поверхнях солі шар насиченого розчину під впливом гравітації спливає вниз. Зі стелини насичений розчин стікає у вигляді крапель і струменів, що призводить до турбулізації середовища. Залежність швидкості розчинення солей від орієнтації їх поверхні за даними праці [31] наведено на рис. 2.3. З графіка видно, що при затопленні гірничих виробок їх стелина розчиняється приблизно вдвічі швидше, ніж боки. Швидкість розчинення вертикальної стінки кам'яної солі в прісній воді за лабораторних умов визначено 70 м/рік.

Згідно з експериментальними даними Я.М. Семчука [38], швидкість розчинення каїнітової породи в прісній воді дорівнює 4,8 кг/(год·м<sup>2</sup>) або 5,2 см/доба. За рік може розчинитись стінка породи завтовшки в 19 м. А.Я. Кривоусов [16] в результаті крупномасштабних натурних досліджень встановив середню швидкість розчинення вертикального відслонення каїнітової руди 29,7 м/рік. За даними М.В. Палійчук [17], швидкість розчинення соляних порід у відкості становила близько 35 м/рік.

Вплив нерозчинних домішок визначається тим, що поверхні, нахилені під кутом, меншим за кут внутрішнього тертя осаду, вкриваються нерозчинними домішками й ізолюються від розчинника. Підосва виробок взагалі не розчиняється з двох причин: по-перше, вона вкривається нерозчинними домішками, а по-друге, контактує з насиченим розчином.

За повільного затоплення покладу солі агресивною рідиною на її вертикальній поверхні утворюється ніша, формування якої в часі істотно залежить від співвідношення швидкостей розчинення солі і підняття рівня води. У разі миттєвого затоплення розчинення від-

бувається по всій висоті цілика. Нерозчинні й слабозчинні мінерали падають до підніжжя, накопичуються у вигляді призми і захищають низ покладу від подальшого розчинення. З часом поверхня нахилється під дією двох чинників: а) більшої агресивності верхніх шарів розчинника; б) екранування нижньої породи частини нерозчинними мінералами. У разі повільного затоплення на рівні розчинника утворюється ніша з горизонтальною покрівлею і схилом, укритим нерозчинним осадом. Очевидно, що кут нахилу поверхні ніші не може бути більшим за кут тертя між поверхнею розчинення і нерозчинним осадом.



**Рис. 2.3.** Залежність швидкості розчинення силвініту (1) і галіту (2) від кута нахилу поверхні за 25 °С

Вміщуючі породи калійних родовищ представлені переважно соленосною брекчією (зубером), яка складається з галіту (до 75 %) та нерозчинних теригенних матеріалів: глини, пісковика, алевроліту. При взаємодії зуберу з водою остання насичується переважно хлоридом натрію, розчинність якого за 10 °С становить 26,4 %, тоді

як розчинність калійної руди – 33 %. Коли насичений галітом розсіл діє на калійні руди, в ньому розчиняються солі калію і магнію, а галіт може частково випадати в осад (рис. 2.4). Розсіл, насичений хлоридом натрію, агресивний по відношенню до каїнітової руди.



**Рис. 2.4.** Руйнування зразка калійної руди в насиченому розсолі хлориду натрію

Через неоднорідний склад калійна руда розчиняється вздовж прошарків розчинних мінералів і руйнується. Суміш важкорозчинних лангбейніту, кізериту та нерозчинних домішок осипається з вертикальних стінок і стелини, накопичується внизу гірничих виробок і захищає їх підшову та нижню частину від подальшого розчинення.

Отже, мінерали калійної солі характеризуються різною розчинністю. Найбільш розчинні – карналіт, сильвін, галіт, слабкорозчинні – каїніт, лангбейніт і майже нерозчинні – кізерит, полігаліт. Швидкість розчинення вертикальної стінки чистої кам'яної солі становить 70 м/рік, калійної руди – 20–30 м/рік. За наявності нерозчинних домішок соляна стінка розчиняється до моменту, доки кут нахилу поверхні не досягне кута внутрішнього тертя між поверхнями солі й нерозчинного осаду.

## 2.2. Геологія родовищ солей на заході України

Соленосні відклади простягаються вздовж підніжжя Карпат, де утворюють низку родовищ кам'яної і калійної солей у моласових відкладах Передкарпаття та Закарпаття (рис. 2.5). Соляні поклади Передкарпаття приурочені до трьох періодів соленакопичення: воротищівського (Стебницьке родовище), нижньобалицького (Калусько-Голинська група родовищ) і тираського (околиці м. Коломия). Між періодами соленакопичення встановлено два періоди утворення теригенних глинистих відкладів: стебницький (між воротищівським і нижньобалицьким) та верхньобалицький (між нижньобалицьким і тираським).



Рис. 2.5. Схема розміщення родовищ калійних руд у Передкарпатті

**Стебницьке родовище** із запасами калійних солей 1,1 млрд т за вмісту  $K_2O$  9,5–12 % знаходиться в зоні Бориславсько-Покутського покриву, де соленосна товща зім'ята в систему складок, які оберне-

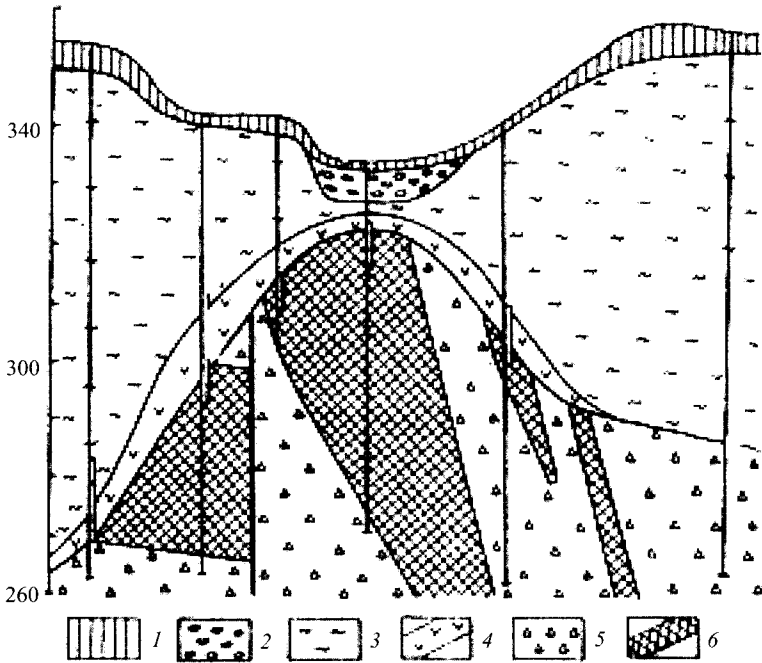
ні на південний схід унаслідок насування Карпат у бік платформи. Родовище знаходиться в північно-східному крилі крупної складки міоценових відкладів. Купол складки зрізаний ерозією. Пласти калійної руди залягають майже вертикально. Подекуди вони розчленовані прошарками галіту й соленосної брекчії завтовшки від 2–3 до 10–15 м.

Над соленими породами залягає елювій солених порід – гіпсово-глиниста шапка (ГГШ), склад якої залежить від складу материнських відкладів. ГГШ поверх солених брекчій складається із безструктурних загіпсованих глин, уламків пісковика, гнізд і лінз піску. Над калійними покладами вона більше загіпсована (глинисто-гіпсоангідритова порода, брили з прошарками гіпсу серед загіпсованих глин). Потужність ГГШ над соленими верхньо-воротищенськими відкладами – 25–100, інколи – до 150 м.

Рельєф підосви ГГШ («соляного дзеркала») складний. Перепад абсолютних відміток підосви – до 50–70 м, що пояснюється як умовами розмиву, так і тектонічними дислокаціями, обумовленими бічним стресом від Карпат. У долинах річок відклади калійної руди залягають вище. Характерний розріз через долину річки ілюструє рис. 2.6, з якого видно, що потужність ГГШ найменша в долині річки, де накопичені крупні алювіально-пролювіальні уламки.

Над рудними покладами підосва глинисто-гіпсової шапки утворює псевдоантиклінальні структури, в замку яких структур знаходиться зона розвитку соляного карсту, представлена пухкою сумішшю глазериту ( $3K_2SO_4 \cdot Na_2SO_4$ ) й мірабіліту ( $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ), що залягає на уламках лангбейніту і нижче переходить у тріщинувату калійну руду. Потужність зони карстування близько 3 м, подекуди – 7 м. На крилах антикліналі мірабіліт-глазеритова товща виклинюється й глибше знаходиться щільний контакт солених відкладів із ГГШ.

**Четвертинні відклади** представлені сучасними і древніми алювіальними утвореннями, поширеними в долинах річок, а також пролювіально-делювіальними відкладами на вододільних площах. У долинах четвертинні відклади потужністю до 30 м. Це продукти розмиву й обвалення ГГШ, перешаровані з піщаними продуктами зносу з Карпат. У Стебнику древня долина р. Вишниця подекуди повністю прорізає ГГШ.

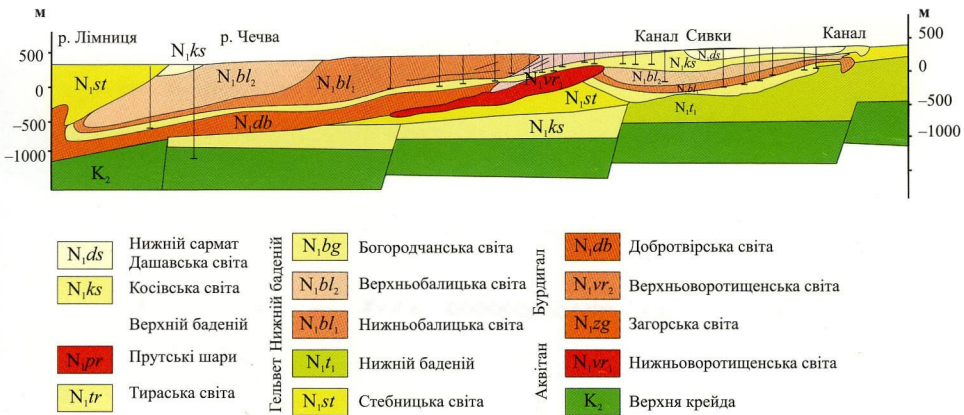


**Рис. 2.6. Схематичний розріз через долину річки:**

*1* – суглинок; *2* – гальковик; *3* – глина, гіпс; *4* – мірабіліт-глазеритова шапка; *5* – соленосна брекчія; *6* – калійна руда

**Калусько-Голинська група родовищ калійних солей** приурочена до зовнішньої зони Передкарпатського прогину на ділянці насуву Калуської луски Самбірського покриву Внутрішньої зони у бік Східноєвропейської платформи. Вони пов'язані з відкладами нижньобалицької підсвіти. Рудні поклади залягають тут майже горизонтально на невеликій глибині. На ділянці Домброво солі залягають на глибині 16 м від денної поверхні.

Основою геологічного розрізу цієї групи родовищ (рис. 2.7) є вапняки з прошарками мергелів юрської системи потужністю до 550 м. Вище залягають верхньокрейдяні відклади загальною потужністю 425 м, представлені сеноманськими пісковиками, туронськими вапняками, сантон-коньякськими мергелями і кампанськими пісковиками. Поверхня юрсько-крейдяної основи занурюється на південний захід. На цій розмитій поверхні залягають неогенові й четвертинні відклади.



**Рис. 2.7. Схематичний розріз родовищ Калусько-Голинської групи**

Калієносні породи приурочені до стебницької і нижньобалицької світ середнього міоцену. Калійна руда залягає під кутом 20–30°, вміщуючі пласти і лінзи потужністю до 200 м. Вміщуючі породи представлені соленими глинами й пісковиками, в яких у середньому 45 % кам'яної солі.

Над калійними рудами знаходиться кора вивітрювання солених порід – ГГШ потужністю від 3–4 до 24 м. Підшва ГГШ розміщена на глибині 262–276 м, покрівля – на глибині 276–284 м. Породи ГГШ містять 0,3–8,3 г/100 г легкорозчинних солей і 1,5–10 г/100 г гіпсу. Загальна засоленість глини збільшується з глибиною від 2,9 до 15,6, у тому числі легкорозчинними солями – від 0,2 до 8,8, гіпсом – від 1,5 до 10 г/100 г.

На контакті солених відкладів із ГГШ знаходиться шар із продуктів вилуговування солених порід і калійних руд, уламків нерозчинних і слабкорозчинних мінералів.

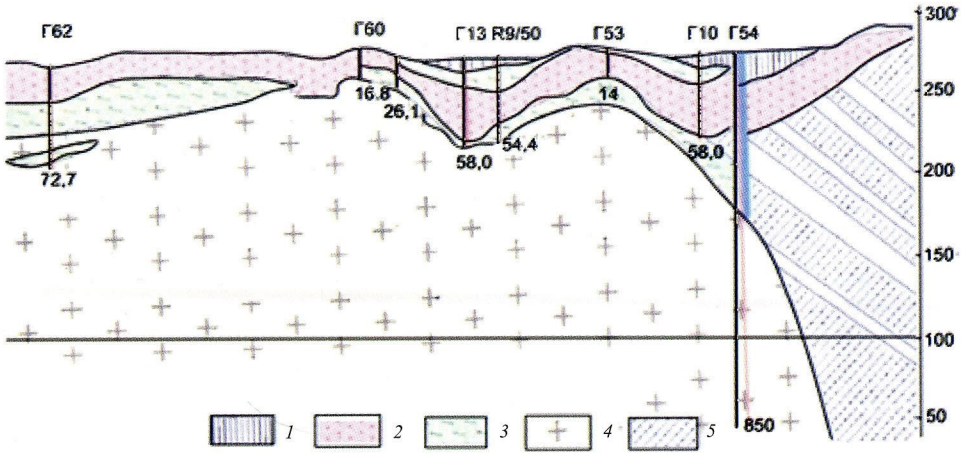
Четвертинні відклади сформовані алювіальними валунно-гальковиковими породами потужністю від 2 м на вододілах до 18 м у долинах і лесоподібними суглинками потужністю 2,5–6 м (рис. 2.8). На окремих ділянках древні долини повністю прорізають ГГШ, унаслідок чого утворюються гідравлічні вікна, через які живиться розсільний горизонт.



**Рис. 2.8.** Північно-західний борт Домбровського кар'єру

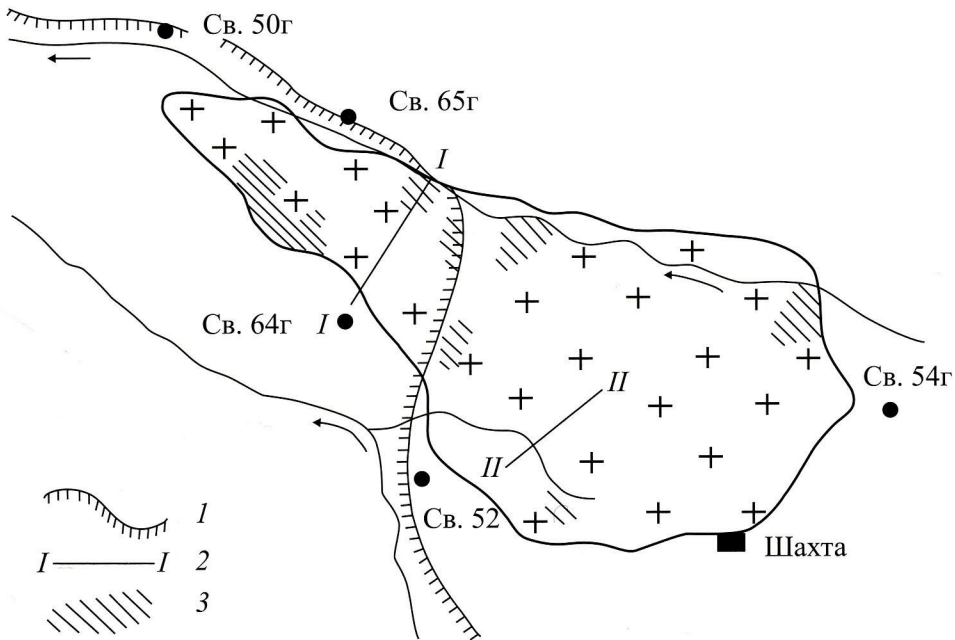
**Солотвинське родовище кам'яної солі** розміщене в долині р. Тиса, яка в геологічному минулому текла територією соляного штоку. Внаслідок росту соляного купола вона відхилилася на захід. Уздовж південно-західного контуру купола протікав потічок Глод, по північно-східному – Ізвор.

Кам'яна сіль у стратиграфічному відношенні належить до тереблінської світи гельвету. Родовище локалізоване в межах крупної солянокупольної структури однойменної западини Закарпатського внутрішнього прогину (рис. 2.9). Утворення соляного купола (діапіру) зумовлене пластичною деформацією, якої зазнали пластоподібні відклади кам'яної солі під впливом товщ, які залягають вище. Соляний шток у плані має грушоподібну форму завдовжки 1880 м і завширшки 760 м (рис. 2.10). Довга вісь орієнтована в напрямку північний захід–південний схід. Шток має асиметричну будову. Його південно-західне крило крутіше ( $60\text{--}80^\circ$ ), північно-східне – пологіше (до  $60^\circ$ ). У північно-західному й південно-східному напрямках він занурюється відносно полого під кутом  $15\text{--}30^\circ$ . Поклад утворений стрімко складними монолітними пластами солі різної якості. Серед солей залягає також пласт соленосної глини й пісковика.



**Рис. 2.9. Геологічний розріз східного схилу Солотвинського соляного купола:**

1 – торф; 2 – гальковик; 3 – глина, гіпс; 4 – сіль; 5 – бічні породи



**Рис. 2.10. Схематичний план соляного купола. Заштриховано місця, де відсутній «палаг» (за Г.В. Короткевичем):**

1 – тектонічний скид; 2 – лінія розрізу; 3 – місця, де відсутній «палаг»

Бічні породи складені пластами мергелів, аргілітів, алевролітів, пісковиків під кутом 40–60°, який зменшується в міру віддалення від штоку. Поверхня солей вкрита глинистим кепроком завтовшки від 2–3 до 10 м, який має місцеву назву «палаг». В кепроці трапляються кристали гіпсу. Вище розміщені слабо відсортовані гальковики алювіального й пролювіального походження завтовшки до 40 м.

У природних умовах сіль була захищена від ґрунтових вод четвертинного горизонту шаром водотривкого «палагу» – темно-сірих суглинків і глин із вкрапленнями кристалів гіпсу. Потужність «палагу» від 2–5 до 20–30 м. Рельєф поверхні кепроку сформований у результаті розмиву. Подекуди він розмитий повністю і на поверхні солей залягає гальковик. Пластичність «палагу» забезпечувала щільний контакт із солями. Проте внаслідок дії напружень розтягу при рості купола верхня частина солей пронизана мікроскопічними вертикальними тріщинами. Тут, вірогідно, був горизонт розсолів, який характеризувався застійним режимом, інакше сіль була б розчинена й винесена.

Бічна поверхня соляного купола закарстована, особливо на східному схилі, де вірогідно знаходиться зона тектонічних дислокацій у пісковиках і туфах, порушених у результаті діабіризму. Деякі гідрогеологічні свердловини, пробурені в бічних породах, розкрили багаті на воду зони. Глибина поширення природних карстових вод у кам'яній солі, за даними геофізичних робіт, дорівнює абсолютній відмітці +65 м (глибина близько 200 м).

**Тереблянське родовище кам'яної солі.** Аналогічним за геологічною будовою є Тереблянський соляний купол, не порушений гірничими роботами (рис. 2.11). Ширина виходів солі під четвертинні відклади – до 1–1,5 км. Соляне тіло – це перешарування забрудненої солі з теригенними породами та соляно-глинистою брекчією у кількості не менш як 50 %. Сіль переважно грубозерниста, сіра і темно-сіра. Чиста сіль трапляється рідко й утворює пласти потужністю 1–5 м, часто зім'яті у складки. Чергування білої, сірої та землистої солі надає покладу шаруватої будови. Потужність соляних порід до 150 м, причому в них чергуються солі з різним вмістом нерозчинних включень, у тому числі брекчій. Несоляні породи утворюють пласти потужністю від кількох сантиметрів до 60 м,

найчастіше – 2–7 м. Їх кількість становить близько 14 % об'єму діаметру. Трапляються незцементовані брекчії.



**Рис. 2.11. Карстове озеро на Терблянському соляному куполі**

Бічні породи представлені глинами, аргілітами, алевролітами, пісковиками, туфами. В місці контакту солі з бічними породами знаходяться зони брекчій. Кут нахилу контакту з бічними породами – від 60 до 80°, вміщуючих порід – 15–30°. Пісковики залягають на вапняковому, рідше – на глинистому цементі.

Над сіллю розміщені пластичні глини з вкрапленнями гіпсу потужністю від 2–5 до 10 м, поверхня солей нерівна. Четвертинні відклади – алювій–галька з піщаним заповнювачем потужністю до 50 м.

У гальковиках поширений водоносний горизонт четвертинних відкладів, коефіцієнт фільтрації – 0,3–0,7 м/доба. Значна частина площі заболочена. В південній частині знаходяться численні болота, карстові озера. Вода хлоридно-натрієва, з вмістом солей 1 г/л, на глибині – солонка. Тріщинні води трапляються в туфах. У свердловині № 3 на глибині 69 м було виявлено напірну воду, солону, з різким запахом сірководню. Свердловина № 4 на глибині 150 м у туфових пісковиках розкрила горизонт води, яка фонтанує. Пошукова свердловина № 12 розкрила сірководневу воду в вапнякових глинах дебітом до 2 дм<sup>3</sup>/с. На глибині 114 м відбувся викид води з

газом і дебіт збільшився до 4 дм<sup>3</sup>/с. Гідрогеологічна свердловина завглибшки 101 м розкрила 7,3 м гальковиків, а на глибині 70 м – водоносні пісковики потужністю 31 м. За усним повідомленням Я.В. Чонки, біля села Терєблї існувало джерело термальних вод.

При пошукових роботах на розбуреній площі виявлено викиди горючих газів. Гази знайшли у свердловині № 4 на глибині 232 м із глини з прошарками пісковуку. У свердловині № 9 на глибині 96 м був викид газу і глинистого розчину. В свердловині № 14 газ розкритий на глибині 302 м, у свердловині № 12 він виділявся з глини на глибині 33 м, а на глибині 114 м – був викид води і газу. На власне Терєблянській площі газопроявів не виявлено.

### 2.3. Гідрогеологічні умови родовищ солей

Соляні масиви є водотривкими, тільки зрідка в солях трапляються рештки материнських розсолів, які при розкритті гірничими виробками швидко осушуються. Підземні води соляних родовищ містяться в четвертинних відкладах, у ГГШ і в зоні контакту солей з покривними породами.

Найбільш обводнені гальковики, які поширені на родовищах калійної солі Калусько-Голинської групи. Потужність горизонту від 3–5 до 12–18 м, глибина залягання 3–7 м, коефіцієнт фільтрації – до 10 м/доба. Гальковики масово виявлено також на Солотвинському соляному куполі, тут їх потужність досягає 30–40 м. На території Стебницького родовища калійної солі четвертинні відклади здебільшого представлені суглинками і продуктами перевідкладання ГГШ. Тільки в долинах трапляються лінзи крупноуламкового матеріалу карпатського походження.

У ГГШ вода трапляється в прошарках уламкового матеріалу, характерних для долин сучасних потічків і ярів. У цілому ГГШ є водотривом, який оберігає солі від атмосферних опадів упродовж мільйонів років. Потужність ГГШ у районі Калуша становить 5–30 м, у Стебнику – 100 м. На Солотвинському родовищі ГГШ має місцеву назву «палаг» потужністю близько 5 м.

Глазерит-мірабілітовий шар разом із кавернозною частиною солі утворює *надсолевий колектор, який містить розсільний горизонт*. Це продукт неповного вилуговування із соленосних від-

кладів розчинних солей. Живлення і розвантаження останнього ускладнені низькою проникністю накопиченого елювію. Рух води в природних умовах дуже повільний, здійснюється в ламінарному режимі, без перемішування по вертикалі. Внаслідок гравітаційної сегрегації прісна вода займає верхню частину потоку, а з сіллю контактує насичений розчин, не агресивний до солі. Якщо поверхня солей нерівна, прісна вода витискається на ділянки з найвищими відмітками і тут утворюються найбільш проникні канали.

Будова надсольового розсільного горизонту залежить від мінерального складу солі. На виходах полімінеральної солі (калійної руди) вона є піскоподібним матеріалом із решток слаборозчинних солей: гіпсу, глазериту, мірабіліту. Нижче по розрізу він змінюється на крупноуламкову сіль різного складу, ще нижче знаходяться поклади суцільної солі з тонкими тріщинами. На однорідних суто галітових покладах поверхня зони розчинення частіше буває гладенькою, а глина утворює з сіллю щільний слабопроникний контакт.

На калійних родовищах надсольовий розсільний горизонт містить розсіл із мінералізацією до 367 г/дм<sup>3</sup>. Потужність горизонту – до 5 м, коефіцієнт фільтрації – 0,006–1,0 м/доба. У природних умовах горизонт характеризувався застійним режимом, оскільки був ізольований згори ГГШ, а знизу – водотривкими соленосними породами. Однак упродовж сотень років із розсільного горизонту видобували розсоли для виварювання солі.

Перші цифрові відомості про розсолувидобуток у Стебнику стосуються періоду 1500–1770 рр. У цей період функціонувала «Лісова шахта» завглибшки 47 м, розміщена на південний захід від сучасного Стебника, в лісі, біля дороги на Доброгостів. Річне виробництво розсолів із неї оцінювали в 2300 м<sup>3</sup>. У 1770 р. «Лісова шахта» була ліквідована й розсоли почали видобувати безпосередньо на території майбутнього родовища калійних солей. З цією метою за 350 м на північний схід від нині діючого шахтного ствола була пройдена «Дорфшахта» завглибшки 46 м. Річний відбір розсолу з неї до 1911 р. становив 4700, а після механізації – зріс до 10 500 м<sup>3</sup>. «Дорфшахту» експлуатували до 1932 р. За більш як 160-річний період було відкачано близько 1 млн м<sup>3</sup> розсолу. Отже, гідрогеологічні умови Стебницького родовища в межах гірничого відводу рудника № 1 були порушені ще до початку видобутку калійних солей.

За весь історичний період вірогідно було видобуто порядку 1,5 млн м<sup>3</sup> розсолів. У кожному кубометрі розсолу міститься 317 кг кам'яної солі, що відповідає 0,143 м<sup>3</sup>. Об'єм новоутворених карстових порожнин  $V$  в кам'яній солі можна приблизно визначити за формулою

$$V = 0,143W,$$

де  $W$  – кількість розсолу, відкачаного з гірничих виробок.

Наприклад, якщо було відкачано 1,5 млн м<sup>3</sup> розсолу, це призвело до утворення 214 тис. м<sup>3</sup> порожнин. Видобуток проводили на площі близько 5 км<sup>2</sup>. За рівномірного розчинення на поверхні солі утворилася б щілина завтовшки 4 см. Фактично внаслідок неоднорідності соленосних порід і складного рельєфу «соляного дзеркала» сформувалась складна система різнородних карстогенних утворень. У результаті утворилась гідродинамічна система, яка включає зони живлення, транзиту і розвантаження розсолів.

У соляно-купольних структурах виділяють також горизонти бічних вод, які знаходяться поблизу контакту солі з розірваними діапіром породами. Ступінь тріщинуватості й обводненості залежить від властивостей порід, найбільш обводнені вапняки або пісковики на карбонатному цементі. Бічні води високомінералізовані, мінералізація збільшується з глибиною.

## 2.4. Гірничі об'єкти в зоні поширення соленосних порід

**Домбровський калійний кар'єр.** Кар'єр побудований у 1967 р., запроєктований на потужність 1 млн 250 тис. т руди за рік. Глибина кар'єру 140 м, довжина – 900 м, ширина – 850 м, площа – 64 га. З нього видобуто 35,4 млн м<sup>3</sup> розкритих порід і 14,7 млн м<sup>3</sup> калійної руди. Об'єм виробленого простору – 52,5 млн м<sup>3</sup>.

Кар'єр складається з південної і північної частин. Південна відпрацьована в 1967–1982 рр. і заповнена розсолем, рівень якого до 2008 р. становив 252 м, а об'єм – 5,5 млн м<sup>3</sup>. Північна частина введена в експлуатацію у 1983 р. Розкриті породи відпрацьовували селективно. На першому уступі (294 м) відпрацьовували суглинок, на другому (282 м) – гальковик, на третьому (278 м) – ГГШ. Кут укосу уступів у суглинках і гальковиках – 35°, в ГГШ – 50°. Скель-

ний розкрив проводили із застосуванням буро-вибухових робіт уступама заввишки 15 м, кут укосу –  $65^\circ$ . На четвертому (265 м) і п'ятому (250 м) уступах видобували галіт, на шостому (235 м) – калійну руду. Відмітка дна північної частини кар'єру – 238,5 м. Зовнішні відвали розміщені на східному борту кар'єру. Проектна висота – 40 м, кут укосів –  $35^\circ$ .

Для осушення кар'єру навколо нього було пройдено траншею завдовжки 5,3 км і завглибшки до 25 м з кількома збірниками води і насосними станціями. В траншею збиралася вода четвертинного і частково – надсольового водоносних горизонтів. Мінералізація води становила 3–4 г/дм<sup>3</sup>. «Умовно прісну» воду скидали в р. Сивка. Розсіл із північної частини кар'єру перекачували в південну, а з неї – в акумулюючий басейн. Звідти вода самопливом трубопроводом надходила до поглинаючої свердловини, що пробурена в гірничі виробки шахти Ново-Голинь. Площа водозбору у межах дренажної траншеї становить 180 га. Середньорічний приплив води в кар'єр – 1,2–1,4 млн м<sup>3</sup>, радіус депресії рівнів води в четвертинному водоносному горизонті – 1,2 км. Із січня 2008 р. осушення кар'єру було припинено, а в липні під час катастрофічного паводку він був затоплений до відмітки 256 м. З тих пір відбувається некероване затоплення кар'єру ґрунтовими водами й атмосферними опадами (рис. 2.12).

**Калуські шахти** [17]. Рудник «Калуш» працював більш як 100 років, його експлуатація припинена у 1978 р. Роботи проводилися на трьох окремих полях: Північному сильвінітовому, Північному й Центральному каїнітовому, Хотинському. Північне сильвінітове поле на глибині 16–440 м відпрацьоване в 1943–1962 рр. Більша частина виробок закладена відходами збагачення, не закладено тільки 3 тис. м<sup>3</sup> порожнин. У 1984 р. в рудник прорвалася прісна вода з дебітом до 100 м<sup>3</sup>/год. Над виробками утворилася мульда просідання завглибшки до 4,7 м. В центрі мульди утворилося озеро площею близько 30 га. Житлових і промислових споруд над шахтним полем немає.

Північне каїнітове поле відпрацьоване на глибині 100–260 м в періоди 1940–1943 і 1956–1975 рр. Унаслідок неконтрольованого затоплення прісною водою на Північному каїнітовому полі й промайданчику рудника утворилось 12 провалів, по вулиці Вітовського

(Пархоменка) просіла земна поверхня. Найбільша вирва № 10 Б з'явилася 12.02.1997 р. Для її ліквідації знадобилося 10,6 тис. м<sup>3</sup> гірничої породи. Останній провал стався 25.06.2007 р. і досі не засипаний.



**Рис. 2.12.** Домбровський кар'єр після паводку (2008)

Центральне каїнітове поле експлуатували близько 100 років на глибині 60–250 м. Тут знаходяться 10 камер вилюговування та 11 лінз. Приплив прісної води в рудник із 1975 до 1980 р. збільшився з 50 до 200 м<sup>3</sup>/доба. З 1975 до 1997 р. тут утворилося 6 провалів поверхні. З березня 1988 по липень 1990 р. відпрацьований простір заповнювали розсолами із Домбровського кар'єру і збагачувальної фабрики, що дало змогу запобігти активному карстоутворенню і стабілізувати процес просідання земної поверхні [38].

Хотинське сильвінітове поле відпрацьоване в 1961–1975 рр. на глибині 140–270 м. Об'єм виробленого простору – 947 тис. м<sup>3</sup>. Мульда просідання має максимальну глибину 2,7 м, тут утворилося озеро площею 2 га. Над шахтним полем розміщена частина житлового масиву с. Хотинь. Із зони заболочення відселено мешканців 26 будинків, а всього в зоні відпрацювання знаходиться 65 житлових будинків.

**Рудник «Ново-Голинь»** експлуатували з 1966 до 1995 р. Система відпрацювання камерна зі стрічковими ціликами. Довжина камер від 10 до 100 м, ширина – 10–13 м, ширина ціликів – 10–12 м. Максимальна висота камер на здвоєних пластах – до 80 м. За час роботи утворено 12,1 млн м<sup>3</sup> підземних порожнин. Ліквідацію рудника розпочато в 1996 р. гідрозакладанням його галітовими відходами і розсолем із Домбровського кар'єру. Станом на початок 2008 р., у гірничі виробки подано 8,57 млн м<sup>3</sup> розсолів. У зону підпрацювання гірничими виробками потрапили 285 будинків с. Кропивник та 304 будинки с. Сівка-Калуська. Ліквідація рудника через брак коштів виконується з відставанням від проектного графіка.

**Рудник «Голинь»** експлуатувався з 1930 до 1972 р., загальний об'єм порожнин досяг 1,7 млн м<sup>3</sup>. Виробки не закладають, їх стан невідомий. Розроблено проект затоплення рудника, однак коштів на проведення цих робіт не виділено. Спостереження за поверхнею не проводяться.

**Рудник Пійло.** Рудник проектували для заміни вибувних потужностей і намічали його введення в експлуатацію у два етапи: 1,3 і 1,7 млн т руди за рік. Розкрив передбачений трьома вертикальними стовбурами: головним (діаметр 5,0 м, глибина 599,35 м), допоміжним (діаметр 7,5 м, глибина 591 м) і вентиляційним (діаметр 7 м, глибина 523,7 м). Поклади передбачали розкривати на двох горизонтах, руду видобувати буро-вибуховим способом, вантажними автомобілями транспортувати до дробарок, звідки конвеєрами – до підземних бункерів. Далі скіпами видавати на поверхню. Для запобігання прориву води із затоплених виробок і кар'єру передбачено цілик завширшки 500 м. Цілики передбачені також навколо розвідувальних виробок.

Будівництво рудника розпочали у 1979 р. Пройдено стовбури й навколостовбурні виробки. Освоєно 48 % загальних капітальних витрат. Із 1997 р. будівництво припинено. Сучасний стан кріплення стовбурів невідомий.

**Соляні шахти Солотвина.** Перший рудник у Солотвині побудований у 1220 р. Спочатку сіль видобували з конусоподібних ям завглибшки до 20 м, з часом вони були поглиблені до 150 м. Із 1774 р. почалось будівництво шахт. Наприкінці XVIII ст. східну частину купола відпрацьовували шахтами Кунігунда, Ніколай, Альберт,

Христина, Йосиф, на яких працювало до 1740 шахтарів. Усі ці шахти нині затоплені, а над ними утворилися озера (рис. 2.13).



**Рис. 2.13. План гірничих виробок у районі Солотвинського соляного купола**

**Шахта № 7** (ім. Хрущова) знаходилася в центрі купола. Закладена 1808 р. і працювала до 1952 р. Її глибина від поверхні – 230 м. Сіль видобували з камер на двох горизонтах. Камери верхнього горизонту: висота 110 м, відмітки покрівлі – 239,7 м, підосви – 129,7 м. Ширина камер 35–37 м, цілики між камерами – завширшки 10–20 м, стелина між горизонтами – 15 м. Нижній горизонт: висота 50 м, відмітка покрівлі +71 м, об'єм верхнього горизонту – 1,112, нижнього – 0,6 млн м<sup>3</sup>, захисна стелина завтовшки 20–22 м.

У 1958 р. цю шахту почали затоплювати прісною водою з витратою 350 м<sup>3</sup>/доба. До 1966 р. було затоплено половину нижнього

горизонту. Пізніше в шахту скидали розсоли, які отримували при створенні сховища пального для потреб оборонної промисловості. У 1966 р. під час повені в шахту прорвалася вода і вона за 3 доби була повністю затоплена. Навколо головного стовбура утворився провал, який постійно розширювався і в 2009 р. досяг діаметра близько 250 м. Над видобувними камерами з поверхні видно склепіння, яке постійно обвалюється.

Рівень води в озері на дні провальної лійки станом на грудень 2007 р. становив 262 м. За 2008 р. під впливом водовідливу з шахти № 9 він знизився до 242 м. У 2009 р. рівень піднявся до відмітки 255 м, але з лютого 2010 р., коли приплив у шахту № 8 збільшився, знову почав спадати.

**Шахтою № 8** із 1804 р. відпрацьовано запаси на чотирьох горизонтах. Між горизонтами залишилась стелина завтовшки 18 м. Захисна стелина над першим горизонтом становить 20–35 м. На третьому горизонті (відмітка 0 м) знаходиться спелеолікарня. Частина виробок шахти № 8 закладена з використанням гальковика. Об'єм гірничих виробок – 9,4 млн м<sup>3</sup>. Параметри системи відпрацювання наведено в табл. 2.3.

Таблиця 2.3

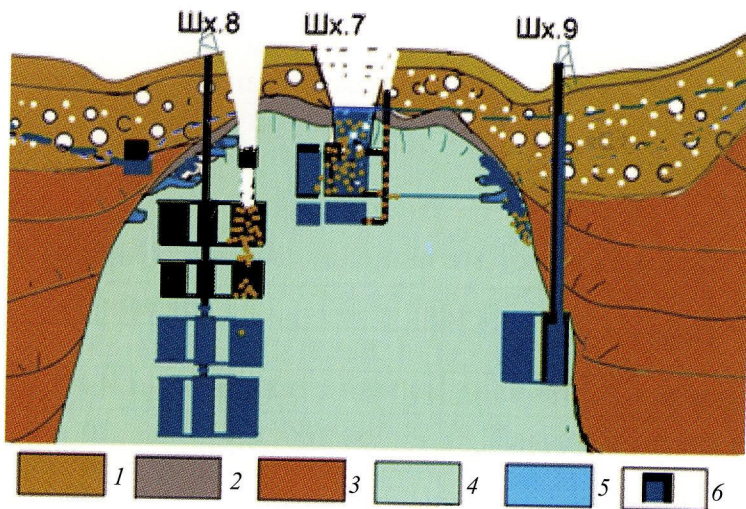
**Параметри системи відпрацювання рудника № 8**

Параметр	Горизонт			
	1	2	3	4
Висота камер	45	60	65	65
Ширина камер по покрівлі	15	15	20	20
Ширина ціликів по підшві	23–26	20–24	20	20
Ширина ціликів по покрівлі	35	35	30	30
Довжина ціликів	50	50	До 120	До 175

До 2005 р. приплив розсолу в шахту становив близько 50 м<sup>3</sup>/год. На початку 2006 р. він збільшився до 150, а в лютому 2010 р. – до 280 м<sup>3</sup>/год. Почалося затоплення рудника. Довкола вентиляційного стовбура утворився провал поверхні об'ємом близько 250 м<sup>3</sup>, що унеможливило подальшу роботу.

**Шахта № 9** експлуатувалась з 1975 р. Соляний поклад розкритий трьома центрально розміщеними стовбурами: головним і вентиляційним завглибшки 430 і діаметром 6 м та скіповим завглибшки 583,5 і діаметром 7 м. Відпрацьовано тільки один горизонт де підошва камер знаходиться на відмітці –146 м, а покрівля – на –81 м. Ширина камер 20, висота – 68, довжина – 90–165 м. Міжкамерні цілики завширшки 30 м.

Наприкінці 2004 р. на східному фланзі було виявлено приплив води через покрівлю виробок із дебітом до 25 м<sup>3</sup>/год. В липні 2006 р. він досяг 100 м<sup>3</sup>/год. На місці колишнього болота «Чорний Мочар» утворилося провалля, а водоприплив досяг 300 м<sup>3</sup>/год. За 2008 р. він зріс до 500 м<sup>3</sup>/год. У грудні 2008 р. насоси не впоралися з відкачуванням і були затоплені (рис. 2.14).



**Рис. 2.14. Схема Солотвинського соляного купола:**

1 – четвертинні відклади; 2 – палаг; 3 – бічні породи; 4 – сіль; 5 – розсіл; 6 – камери

**Стебницькі рудники.** Видобуток кухонної солі в Стебнику розпочався сотні років тому. Тут видобували розсіл і з нього виварювали сіль. У 1843 р. закладено шахти Кюбек завглибшки 158,1 м і Ляриш завглибшки 159,4 м. Сіль видобували на трьох горизонтах, що знаходились за 30 м один від одного по вертикалі. Оскільки

сіль містила механічні домішки, застосовували спосіб її видобутку вилуговуванням у комплексі з солеварнею (рис. 2.15). Між другим і третім горизонтами були закладені луговні для вилуговування соленосного «зубера». Уздовж центрального штреку «Кюбек–Ляриш» функціонувало 11 луговень. Найбільшою була луговня № 2 площею 2,2 га. Пізніше їх частково використовували як запасні розсолосховища (рис. 2.16).

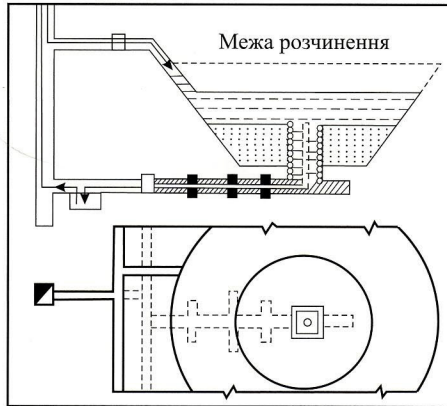


Рис. 2.15. Схема видобутку розсолів із луговень.  
Вгорі – розріз, внизу – план виробок

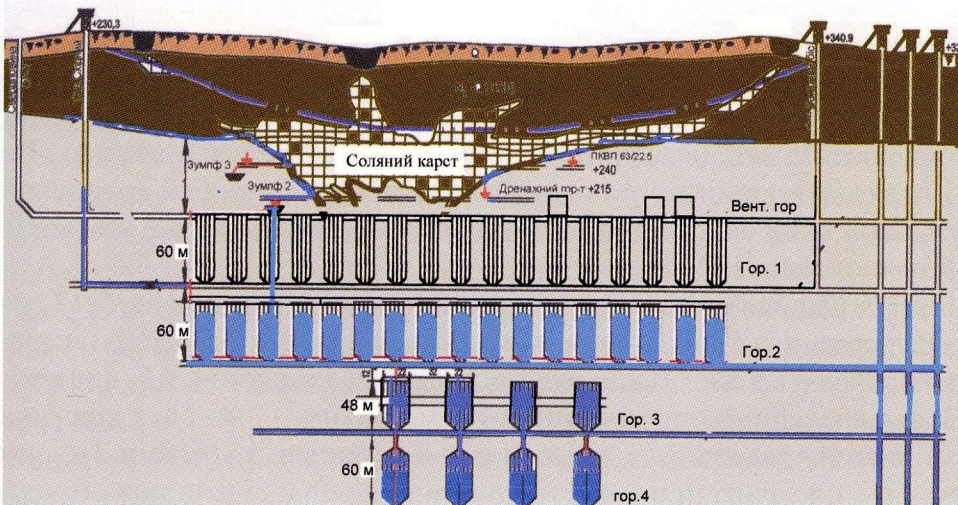


Рис. 2.16. Схема розкриття рудника № 2 в Стебнику.  
Синім кольором позначено затоплені виробки станом на 2014 р.

У 1854 р. виявлено поклади солей калію і магнію, у 1873 р. – вперше розкрито пласт калійної солі. З 1922 р. почали видобувати калійну сіль на мінеральні добрива. Великомасштабний її видобуток розпочався з 1946 р., коли потужність рудника № 1 довели до 1 млн т руди за рік. Значна частина виробок знаходиться під міською забудовою. Калійні пласти на руднику № 1 відпрацьовували камерною системою. Прийнятий порядок відпрацювання пластів – згори вниз із розкриттям по горизонтах.

Розміри видобувних камер в основному були такі:

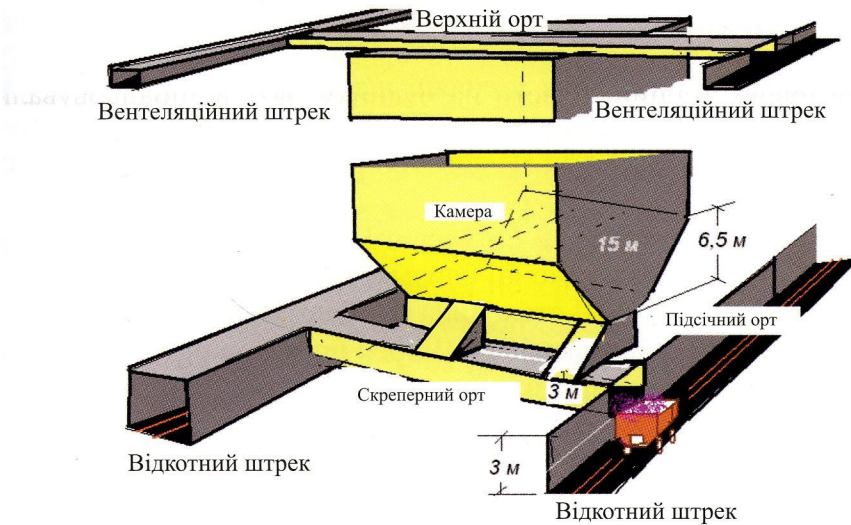
- висота на горизонтах 1 і 2 – 44 м; на горизонтах 3 і 4 – 100 м;
- ширина камер – 15 м, міжкамерних ціликів – 12 м;
- товщина міжгоризонтної стелини – 12–16 м.

Рудник № 2 проектною потужністю 3 млн т руди за рік побудований у 1967 р. Загальну схему його розкриття наведено на рис. 2.16. Шахтне поле рудника завдовжки 1,8 км. Пройдено 5 стовбурів. Горизонтальні виробки розміщені на шести горизонтах: вентиляційному, 1, 2, 3, 4 і 5. Від стовбурів уздовж рудних покладів на відстані 6–8 м від контакту прокладено відкотні штреки. Камери розміщені по вертикалі одна над одною. Параметри камер на 1–2 горизонтах: ширина – 15 м, цілик між камерами – 12 м, міжгоризонтна стелина – 16 м, висота камер 1 горизонту – 60 м, 2 – 44 м.

На 3 і 4 горизонтах пройдено підготовчі виробки, а виїмку руди проведено лише з 3.5 камер на основному пласті і 2.5 камер на пласті 10. Ширина камер – 22 м, ціликів між ними – 32 м, висота – 44 і 45 м. Було заплановано після відпрацювання камер закласти їх твердіючим матеріалом, після чого відробити запаси в ціликах. На 5 горизонті пройдено тільки навколостовбурні виробки і квершлаги. Загальний об'єм виробки рудника № 2 становить 14,2 млн м<sup>3</sup>. Із них закладено 1025 м<sup>3</sup>.

Для наочного уявлення про геометрію виробки на рис. 2.17 наведено один із блоків в ізометричному зображенні. Відкотні штреки проходять з двох боків рудного покладу. Їх ширина 4,7, висота – 3 м. Скреперний орт має ширину 3 м, висоту – 2 м, його довжина змінюється залежно від відстані між відкотними штреками. Підшва орта знаходиться на висоті 1,8 м від підшви відкотного штреку. Підсічний орт має ширину 2 м, висоту – 2 м, його довжина відпо-

відає потужності покладу. Він зміщений на 1,5 м від скреперного орта і через кожні 9 м з'єднується з ним нахиленими збійками.



**Рис. 2.17. Будова видобувного блока**

Траншея камери виконана під кутом  $35^\circ$  до горизонту. Її ширина внизу – 2 м, вгорі – 15 м, висота – 4,5 м. Довжина камери відповідає потужності покладу. Камера має ширину 15 м, висоту від покрівлі підсічного орта – 41 м. Над камерою проходять вентиляційні штреки і верхні орти. По вертикалі між камерами залишена стелина завтовшки 12–16 м.

Подібну систему відпрацювання застосовано й на руднику № 1.

У районі луговень залягають соленосні породи, які містять 90–98 % галіту, що забезпечує їх високу міцність. Згідно з результатами спостережень, у луговнях, зміцнених кострами або бутовими смугами, стелини залишаються плоскими, а в незміцнених стелина обвалюється і набуває форми купола. Після цього деформації припиняються і вони залишаються стійкими необмежено тривалий час. Стійкість луговень дає підставу стверджувати, що в кам'яній солі розміри стійкого прольоту виробок без кріплення можуть досягати 100 м.

Осідання поверхні над луговнями станом на 2009 р. становило 80 мм і поширювалось на відстань до 150 м за межі виробок. Най-

більше просідання – до 100 мм – фіксувалось над луговнями № 1 і 3, над іншими – не перевищувало 10 мм.

## 2.5. Прориви води в соляні шахти

Причиною проривів води у соляні шахти здебільшого є вихід гірничих виробок або свердловин за межі соляного тіла, в зону вилуговування на контакті з ГГШ або бічними породами. Наведемо кілька прикладів.

У *Стебнику на руднику № 1* у червні 1960 р. прокладали вентиляційний штрек № 43 на глибині близько 110 м від поверхні землі. Потужність відкладів ГГШ становила 60 м, потужність соленосних порід над штреком – близько 50 м. Штрек пройшов по товщі порід верхньоворотищенської підсвіти і розкрив три калійні пласти. Вміщуюча порода представлена глинисто-піщаною і глинистою соленоною брекчіями з прошарками галіту, калійні пласти потужністю від 15 до 40 м – каїнітовою, каїніт-лангбейнітовою і змішаною калійною породою з прошарками соленоною брекчії.

На стінці виробки було зафіксовано вологу пляму розміром 0,3×0,6 м. 18 липня 1960 р. на відстані 30 м від першої плями виявлено другу вологу пляму, з якої через три доби почав просочуватись розсіл із дебітом 0,8 дм<sup>3</sup>/доба. Пласт, до контакту якого з вміщуючою брекчією приурочений витік, представлений сильно шенітизованою до глибини 18 м від поверхні соляного дзеркала каїнітовою і змішаною каїнітово-сильвіновою рудою.

В наступні дні розсоли почали надходити з різних точок у підодшві виробки, найбільше – у місцях, де в соленосній породі були прожилки галіту і шенітизованих калійних солей. З 11 по 16 серпня 1960 р. приплив збільшувався і досягнув 350 дм<sup>3</sup>/доба, після чого поступово зменшився до 40 дм<sup>3</sup>/доба. Мінералізація розсолу, що мав сульфатно-хлоридний натрієво-магнієвий склад, становила 350–400 г/дм<sup>3</sup>. Такий склад розсолів характерний для вилуговування. У квітні 1963 р. витік був ліквідований за допомогою перемички.

12 лютого 1963 р. розсоли почали просочуватись поза перемичкою, їх приплив поступово збільшувався. З лютого по листопад 1963 р. приплив зріс із 0,86 до 8–14 м<sup>3</sup>/доба і досягнув максимуму 9–12 грудня, коли розсіл прорвався з дебітом 888 м<sup>3</sup>/доба. Міне-

ралізація розсолу знизилась із 432 до 268 г/дм<sup>3</sup>. За хімічним складом це були сульфатно-хлоридні магнієво-натрієві розсоли, тобто типові розсоли вулгоування. Після спрацювання накопичених за перемичкою розсолів приплив зменшився до 25–40 м<sup>3</sup>/доба, а в березні–квітні 1964 р. знову збільшився до 216 м<sup>3</sup>/доба. До кінця 1964 р. дебіт поступово зростав і навесні–влітку 1965 р. досягнув 240–360 м<sup>3</sup>/доба.

До середини 1965 р. над місцем витoku утворилась обширна карстова порожнина завдовжки близько 100 м, а на поверхні землі – дві карстові лійки. Для ліквідації витoku в 1965–1966 рр. у штрек через свердловини, пробурені з денної поверхні, було закачано 2000 м<sup>3</sup> тампонажного матеріалу. Після цього дебіт коливався в межах 25–60 м<sup>3</sup>/доба. Протягом 1967–1969 рр. водоприплив був відносно стабільним і практично не залежав від кількості атмосферних опадів. Мінералізація розсолів зросла до 380–410 г/дм<sup>3</sup> і стабілізувалась. Це, вірогідно, пов'язано з кольматацією карстових порожнин тампонажним матеріалом, а також з обрушенням і просіданням порід ГГШ.

Після спорудження в 1967–1971 рр. додаткових перемичок «Західної» і «Східної» та закачування близько 9800 м<sup>3</sup> тампонажних матеріалів (в основному «хвостів» збагачення) до серпня 1971 р. витік був ліквідований. В останні роки капіж розсолів із перемички «Західної» дебітний (від 0,65 до 1,2 дм<sup>3</sup>/доба) і стабільний за хімічним складом.

*17 липня 1964 р.* на руднику № 1 під час проходки квершлага І/в розкрито контакт калійної руди з темно-сірими слабозасоленими глинами з уламками пісковика. Почала просочуватись ропа у вигляді капіжу, що з часом перейшло в струминне витікання. Вибій знаходився на глибині 122 м від поверхні землі і за 7 м від контакту з породами ГГШ. Приплив спочатку становив 0,42–0,67 м<sup>3</sup>/доба, з жовтня 1964 р. стабілізувався на рівні 0,5 м<sup>3</sup>/доба. У 1967 р. було споруджено перемичку, але розсіл обійшов її і продовжує потрапляти в квершлаг.

За хімічним складом розсоли сульфатного типу хлоридно-магнієвого підтипу. Мінералізація розсолів від 300 до 420 г/дм<sup>3</sup>. Вони проникли у виробку по дрібних тріщинах, що утворились у результаті підривних робіт. У зв'язку з незначними коефіцієнтами філь-

трації вищезалюгаючих надсоляних порід дебіт розсолів постійний. У березні 1991 р. у квершлагу споруджено нову гідроізоляційну перемичку. Після цього приплив розсолів у вигляді капіжу не перевищує 0,065  $\text{дм}^3/\text{доба}$ . Розсоли мають мінералізацію 300–420  $\text{г}/\text{дм}^3$ .

У 1965 р. під час проходки ухилу 19/1-вент у вибої, навколо гирла шпуру, було виявлено невелику вологу пляму. На початку 1969 р. вона збільшилась і почала витікати ропа. Вибій знаходився за 6 м від лежачого боку калійного пласта і розкрив пісковикову брекцію з прошарками галіту. Місце витоків виявлено на глибині 87 м і за 10–15 м від контакту з породами ГГШ.

Приплив розсолу становив 23–24  $\text{дм}^3/\text{доба}$ , проте з часом зріс до 33–40  $\text{дм}^3/\text{доба}$ . Хімічний склад розсолу сульфатно-хлоридний магнієво-натрієвий, мінералізація змінюється в межах 350–377  $\text{г}/\text{дм}^3$ . За хімічним складом це розсоли вилуговування, які проникають у виробку через дрібні тріщини в товщі корінних порід нижче від зони соляного дзеркала, де вони збагачуються іонами магнію і сульфатів. У 2000 р. було побудовано гідроізоляційну перемичку, однак розсіл знайшов побічний канал фільтрації та витікає поза нею. За 40 років витік не розвинувся у катастрофічний.

29.08.1958 р. під час проходки квершлагу № 99 поблизу всячого боку пласта калійних солей було розкрито контакт соленосних брекцій з ГГШ. Як з'ясувалось пізніше, причина витоків полягала в проходці квершлагу на дуже малій відстані від підшви ГГШ. Дебіт витоків поступово збільшився від 0,816 до 5,76  $\text{м}^3/\text{доба}$ . В перші дві доби склад розсолів був сульфатно-хлоридний натрієво-магнієвий, а потім сульфатно-хлоридний магнієво-натрієвий. Мінералізація розсолів змінювалась у межах 397–421  $\text{г}/\text{дм}^3$ . З наростанням припливу почали надходити виключно розсоли вилуговування. Вміст хлориду магнію зменшився від 58 до 1, а хлориду натрію – збільшився від 141 до 239  $\text{г}/\text{дм}^3$ .

На початку 1959 р. витік було ліквідовано встановленням у шпурах спеціальних ущільнювачів. Наприкінці 1990-х років та у 2000–2004 рр. у квершлагу сталося кілька проривів надсоляних вод. Аварійні прориви спричинили часткове затоплення виробок. Протягом 2003 р. водоприплив змінювався від 280 до 1400  $\text{м}^3/\text{доба}$ . Було виявлено, що в рудник надходять поверхневі води з озера Болонья, за 900 м від місця витоків в квершлаг 99/в. При цьому на

північно-західному березі його утворився провал (№ 19) площею  $25 \times 30$  м, завглибшки до 5 м. Рівень води в ньому поступово знижувався до глибини 4–4,5 м й одночасно водоприплив у квершлаг 99/в зменшився до  $250\text{--}350$  м<sup>3</sup>/доба. Об'єм розсолів, що витекли в квершлаг 99/в з 1997 р. сягнув  $366\,700$  м<sup>3</sup>.

Карстовий провал № 19 було ліквідовано закладкою  $311$  м<sup>3</sup> глинисто-цементної суміші і  $942$  м<sup>3</sup> глин. У подальшому витік активізувався у квершлаг 99/в до  $150\text{--}230$  м<sup>3</sup>/доба. На північно-західному березі озера Болонья утворився карстовий провал № 21 площею  $9 \times 6$  м і завглибшки до 4 м. Провал відразу ліквідували закладкою  $150$  м<sup>3</sup> щільних глин.

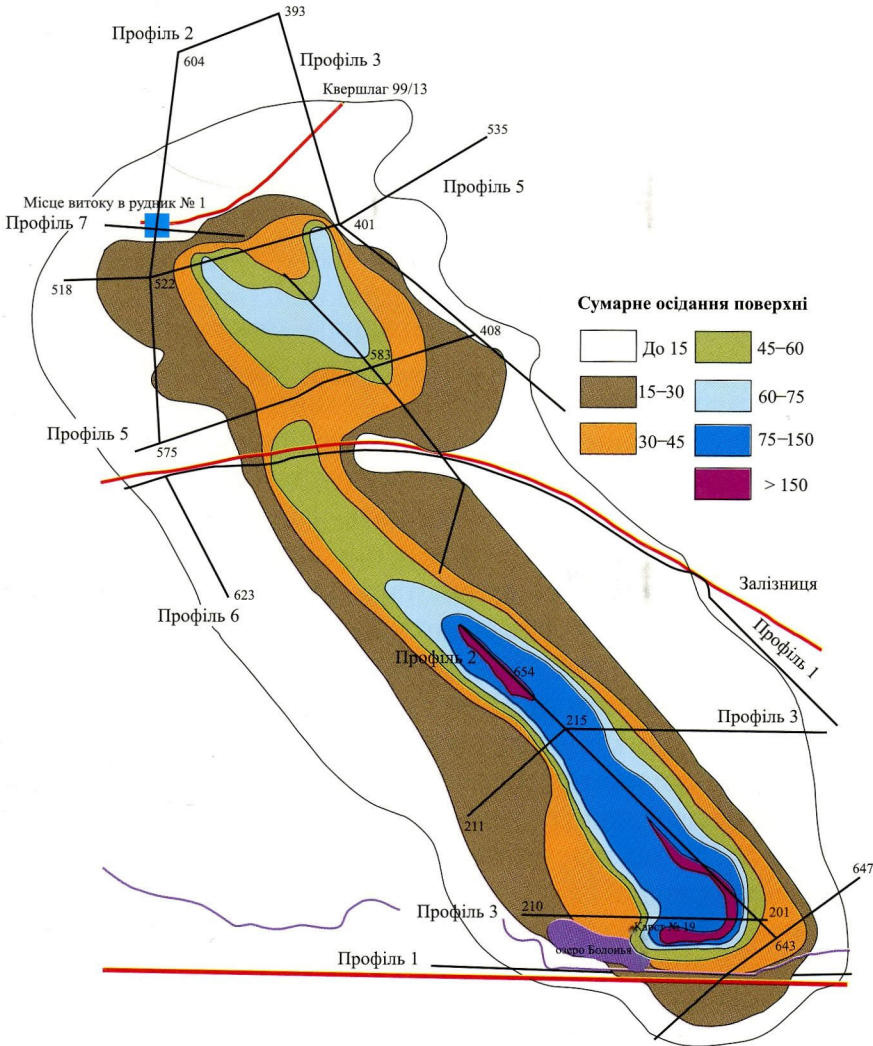
Щоб припинити водоприплив, було побудовано гідроізоляційну перемичку. Проте через недостатнє фінансування її споруджували з перервами, впродовж яких ставалося неодноразове затоплення квершлягу.

На території гірничого відводу рудника створено розгалужену мережу спостережних станцій, які складаються з реперів, розміщених прямими лініями на відстані 20 м один від одного. Маркшейдерська служба підприємства щорічно проводить нівелірне знімання висотних відміток реперів із точністю другого класу.

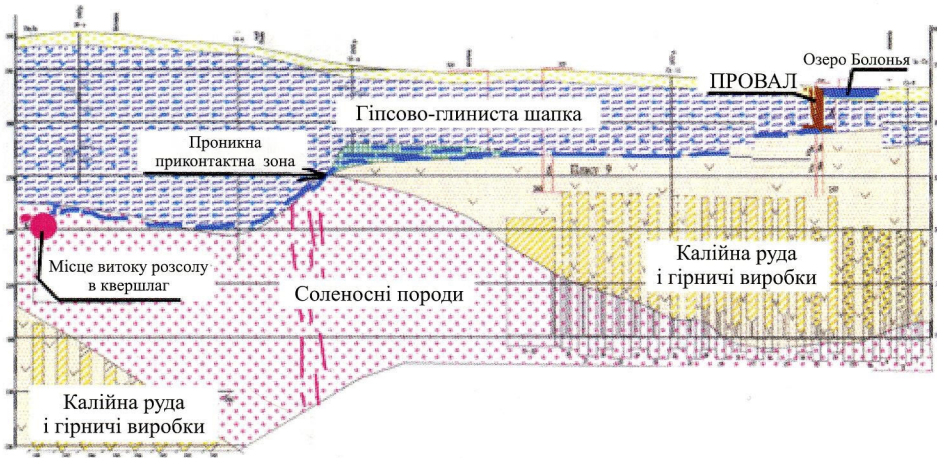
Карту просідання земної поверхні в районі прориву наведено на рис. 2.18. Із неї видно, що мульда просідання витягнута вздовж пласта № 9 і поширюється на відстань до 200 м за межі виробок. Найбільше просідання зафіксовано у двох місцях: над зоною водоприпливу в квершлаг № 99 і в районі озера Болонья, яке слугувало джерелом живлення потоку. В часі найшвидше відбувались деформації в період, коли спостерігався приплив розсолу. Після спорудження перемички поверхня стабілізувалась. У період водоприпливу рівень розсолу в спостережній свердловині, пробуреній у районі квершлягу № 99, знизився до вибою. Після ліквідації водоприпливу рівень відновився.

Геологічний розріз уздовж потоку підземних вод ілюструє рис. 2.19. Рух води від озера Болонья здійснюється в проникній зоні на контакті соленосних порід із гіпсово-глинистою товщею. В місці водоприпливу вода прісна й агресивна відносно солей, тому відбувається інтенсивне розчинення, яке супроводжується осіданням і провалами поверхні. В міру насичення розсолу й через його стра-

тифікацію на відстані близько 200 м розчинення вірогідно припиняється, оскільки осідання поверхні зменшується. В місці розвантаження розсолу швидкість його руху збільшується, відбувається турбулізація потоку, розсіл змішується і знову стає агресивним. Тому тут розвиваються карстові порожнини і просідання поверхні максимальне.



**Рис. 2.18. Схема мережі реперів і сумарного зрушення поверхні в 1956–2013 рр. в районі прориву**



**Рис. 2.19.** Схематичний геологічний розріз від місця витоку води до озера Болонья (за матеріалами Стебницького ДГХП «Полімінерал»)

На руднику № 2 прорив води стався у жовтні 1978 р. на контакті рудного покладу із соленосними брекчіями. До 1985 р. вживали різних заходів з метою зменшити водопритлив: закладали карстові порожнини, будували протифільтраційну завісу та ін. Однак припинити водопритлив не вдалося. Нарешті було прийняте рішення перехопити потоки води на вищих горизонтах. Для цього створено унікальну систему дренажних виробок на відмітках 215 і 240 м. Воду збирали в зумпфи і перекачували в центральний зумпф, а звідти відкачували на поверхню і скидали у хвостосховище. Надлишок розсолу із хвостосховища скидали в річкову мережу.

Зміни водопритливу в часі характеризує рис. 2.20. Із графіка видно, що, починаючи з 1985 р., водопритлив постійно зростає від 500–600 до 900–1100 м<sup>3</sup>/доба. Його коливання пов'язане з кількістю атмосферних опадів. Зміни притливу води носять сезонний характер, найбільший він у квітні, в період весняного сніготанення. Проте в цілому збільшення притливу з 1985 до 2005 р. можна інтерпретувати прямою лінією

$$Q = Q_0 + cT,$$

де  $Q_0$  – притлив у 1985 р., 139 тис. м<sup>3</sup>/рік;  $T$  – кількість років із 1985 р.;  $c$  – щорічний приріст притливу, 14 тис. м<sup>3</sup>/рік.

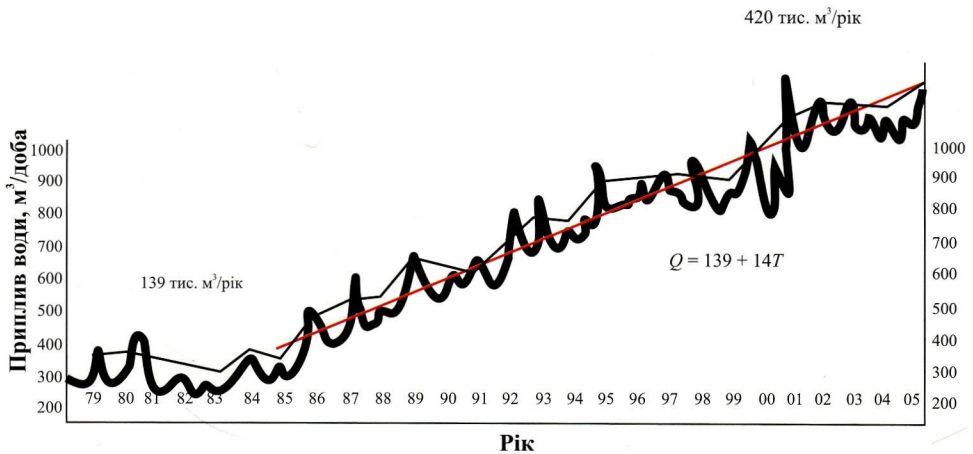


Рис. 2.20. Графік водоприпливу в рудник № 2

Уявлення про рух води в зоні впливу рудника № 2 дає розріз, наведений на рис. 2.21. У потоці розрізняють ділянки живлення, транзиту і розвантаження. В цій зоні крізь відносно водотривкий глинистий покрив вертикально вниз фільтрується прісна вода. Вона інтенсивно розчиняє сіль, унаслідок чого утворюються карстові порожнини. Над порожнинами водотривкий шар розущільнюється, в ньому виникають тріщини. Розчинення пришвидшується й утворюються провали поверхні.

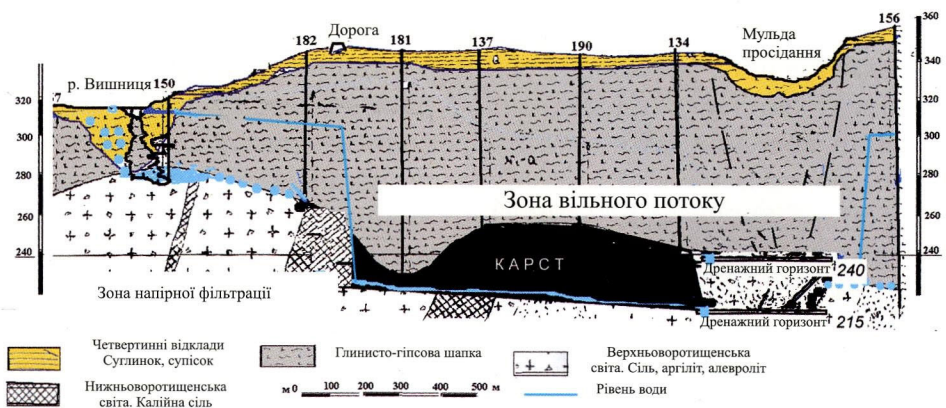


Рис. 2.21. Гідрогеологічний розріз зони водоприпливу в рудник № 2

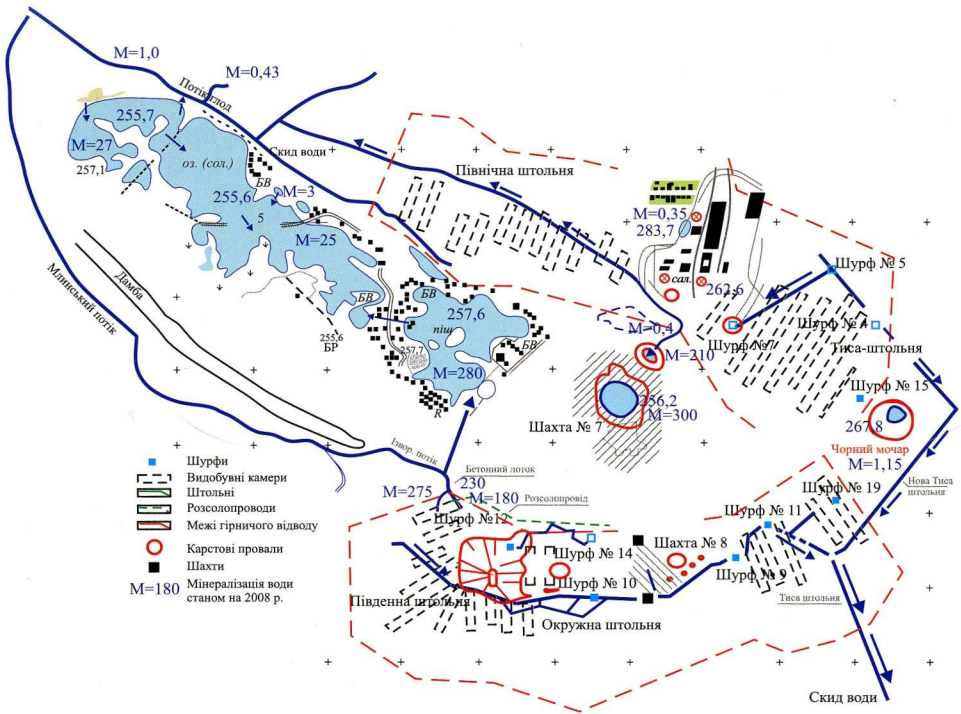
Розсіл із шахти скидали у хвостосховище до січня 2002 р. Після ухвалення рішення про консервацію шахти було створено систему скиду води з дренажних горизонтів у виробки 4-го горизонту. З початку затоплення (із січня 2003 р.) до 2009 р. в рудник надійшло 2,5 млн м<sup>3</sup> розсолів. Вода піднялася до відмітки 106 м, на висоту 10 м від підшови найглибшої камери № 5 2-го горизонту.

Після того як рівень води піднявся вище від траншей, швидкість його підняття зменшилась. Площа водного дзеркала стала й орієнтовно становить 128 000 м<sup>2</sup>. Після затоплення траншей камер рівень підіймається зі швидкістю 0,3–0,4 м/міс, приплив води з 2010 р. стабілізувався на рівні 1300 м<sup>3</sup>/доба. Накопичений об'єм розсолів на 2 горизонті становить 2464 тис. м<sup>3</sup>, об'єм виробок 3–4 горизонтів – 2150 тис. м<sup>3</sup>. Всього у руднику № 2 станом на 2016 р. накопичено близько 7 млн м<sup>3</sup> розсолів. Коли до повного затоплення 2 горизонту залишалось 4 м, наприкінці жовтня 2014 р. рівень води миттєво піднявся на 3 м, що свідчило про обвал об'ємом порядку 400 000 м<sup>3</sup>.

**Солотвинські шахти.** На початку ХХ ст. для запобігання припливам води в шахти було створено систему осушення, яка складалася із водозбірних штреків, штолень і шурфів (рис. 2.22). Для відведення води четвертинного горизонту пройдено штольні загальною довжиною близько 9 км, у тому числі Тиса-штольня – 1860 м, Південна – 1100, Північна – 1120 м. Штольні облаштовано на контакті гальковиків із «палагом». Кут нахилу галерей забезпечував самопливний стік води в Тису. Середній дебіт води становив 200 м<sup>3</sup>/год.

Розсоли з надсоляного розсільного горизонту та внутрішньосоляові розсоли збирали окремою системою дренажних галерей, які проходили на відмітках, нижчих, ніж водовідвідні штольні. Воду з них відкачували через шурфи, а також збирали у зумпфи, що знаходились на видобувних горизонтах.

Сумарний приплив води у штольні і шурфи коливався залежно від сезонних чинників від 180 до 220 м<sup>3</sup>/міс. Від початку 1990-х років до 2011 р. розсіл відкачували тільки із шурфу № 12, система водовідливу була повністю зруйнована. В районі шурфу № 16 утворився провал, який розростається назустріч потоку води з дренажної галереї. Зруйновано шурф № 18. На дні провалу відкрито видобувні камери № 7 і 9.



**Рис. 2.22. Схема розміщення шахт і водовідвідних галерей на Солотвинському соляному куполі**

Водовідлив із шахти № 8 здійснювали з 4 горизонту високонапірними насосами з витратою 100–120 м<sup>3</sup>/год. На початку березня 2011 р. приплив води в шахту збільшився до 280 м<sup>3</sup>/год і насосна станція була затоплена. Самозатоплюється шахта. Визначити сучасний рівень води в шахті технічно неможливо, оскільки стовбури деформовані.

Водоприплив у шахту № 8 із 1970 до 2002 р. становив у середньому 30 тис. м<sup>3</sup>/міс, з 2002 до 2005 р. – 40, із 2006 до 2011 р. – 120 тис. м<sup>3</sup>/міс. Всього із шахти відкачано близько 20 млн м<sup>3</sup> розсолу, розчинилось ~ 3 млн м<sup>3</sup> солей. Об'єм покривних порід, які провалилися в шахту, досягає 1 млн м<sup>3</sup>.

*Шахта № 9.* Ще у 1980-х роках на східному фланзі шахтного поля виробкою була розкрита глиниста сіль підвищеної вологості. У 2001 р. розпочався приплив розсолів із дебітом близько 1 м<sup>3</sup>/год.

Наприкінці 2004 р. дебіт зріс до 25 м<sup>3</sup>/год, навесні 2006 р. приплив різко збільшився до 100–150 м<sup>3</sup>/год.

Одночасно стався провал поверхні за кілька десятків метрів від східної межі шахтного поля, посередині болота Чорний Мочар. На дні улоговини було видно два круглі колодязі діаметрами до 10 м, що утворилися довкола старих свердловин. Розсоли витікали в камерах № 3–6 через покрівлю виробок із прошарку глинистої солі. Виймальні роботи на східному фланзі припинили, а на західному їх продовжували до 2008 р.

Розсіл скидали поряд зі стовбурами шахти в долину, звідки він перетікав в озера у західній частині соляного купола. Більша його частина потрапляла у карстові провалля і знову поверталася до Чорного Мочару, де через жерла довкола свердловин витікала в шахту. В 2008 р. приплив досяг 500 м<sup>3</sup>/год. Видобувні камери були затоплені, насосну станцію підняли на відмітку – 61 м. Однак унаслідок технічних неполадок почалося затоплення стовбурів шахти. У грудні 2008 р. відкачування і скидання розсолу в озера припинили. Вода з озер стекла в шахту, причому виявилися численні місця її поглинання в районі бічного контакту солей із вміщуючими породами. Заповнювати стовбури шахти закінчили наприкінці 2009 р. Одночасно прісна вода заповнила улоговину Чорного Мочару й озера.

До 15 лютого 2009 р. рівень води досягнув 240 м, після чого підняття уповільнилось, у вентиляційному й головному стовбурах він установився на відмітці близько 260 м, у скіповому – розпочався самовилив прісної води.

## 2.6. Природно-технічна гідродинамічна система

З'ясування механізму карстових процесів можливе тільки на основі встановлення особливостей руху води і розсолів у карстових порожнинах і в гірничих виробках. Ці особливості визначаються тим, що в результаті розчинення солей змінюються як властивості рідини, так і характеристики середовища, в якому відбувається течія. В міру просування вода перетворюється на розсіл, а шляхи течії розширюються. Для скорочення далі називатимемо воду і роз-

соли **флюїдом**, рух флюїдів у пористому або тріщинному середовищі – фільтрацією, а в карстових порожнинах і гірничих виробках – течією.

Течія флюїдів може відбуватися в ламінарному або турбулентному режимі. За ламінарного режиму рух підлягає закону Дарсі: швидкість руху пропорційна градієнту напору. За турбулентного режиму швидкість руху, згідно із законом Шезі–Краснопольського, пропорційна кореню квадратному з градієнта напору. Вид руху визначають за допомогою числа Рейнольдса:

$$Re = ud/v,$$

де  $u$  – швидкість руху води;  $d$  – діаметр труби;  $v$  – коефіцієнт кінематичної в'язкості рідини.

Межею переходу від ламінарного до турбулентного режиму є число  $Re = 2300$ .

Швидкість руху флюїду в пористому середовищі  $u$  визначають за формулою

$$u = Q/Fn,$$

де  $Q$  – витрата потоку;  $F$  – площа його поперечного перерізу (живого перетину);  $n$  – коефіцієнт порожнистості.

Швидкість течії однорідного флюїду в порожнині  $V$  дорівнює відношенню витрати потоку до його живого перетину:

$$V = Q/F.$$

На практиці флюїд не є однорідним. У місці стискання із солями він найагресивніший, а в міру просування насичується солями і на деякій відстані вже їх не розчиняє.

Як зазначав Г.В. Короткевич, незважаючи на шаруватість солі і в низці випадків неоднорідність, соляні тіла навіть у дуже зім'ятих блоках зазвичай водонепроникні [14]. Однак наявність елювію над соляним дзеркалом вказує на те, що в якийсь період геологічної історії сіль виходила на денну поверхню і зазнавала впливу механічної та хімічної ерозії. В результаті на поверхні солей сформувалася кора вивітрювання, що складається з проникної перехідної зони і кепроку – нерозчинних переважно глинистих утворень, які захистили сіль від подальшого розчинення. Потужність кепроку різна. У Солотвинському родовищі кам'яної солі, де він має місцеву назву «палаг», його товщина становить 5–10 м. У Стебницькому калійному родовищі в будові кепроку беруть

участь також відклади водних потоків, його товщина від 30 м у долинах до 150 м на вододілах.

Древня зона вивітрювання є проникною зоною – *надсольовим колектором*. На полімінеральних калійних рудах це високопроникний інтервал, складений із крупних кристалів гіпсу, галіту, мірабіліту та слаборозчинних мінералів, що входять до складу калійної руди. Вниз по розрізу зернистий матеріал змінюється на кавернозну руду, ще нижче – простежуються тріщини, які поступово затухають. На контакті чистої кам'яної солі з кепроком поверхня солі більш гладенька, проте має численні вертикальні мікротріщини (рис. 2.23).



**Рис. 2.23.** Контакт солі з кепроком. Солотвинське родовище

До надсольового колектору приурочений розсольний горизонт. Відкладені в морі горизонтальні пласти солі деформувалися під впливом тектонічних процесів, причому в замках антиклінальних структур виникали напруження розтягу й утворювались розкриті тріщини. Тріщини формувались також у вершинах соляних куполів, коли сіль проривалась із глибини на поверхню в місцях, ослаблених тектонічними розломами. Слід наголосити, що процеси, які

призводять до виникнення тріщин, не припиняються доти, доки не зміняться умови, що спричинюють деформації. Наприклад, Солотвинський купол продовжує рости, що супроводжується відступанням р. Тиса з утворенням меандр.

Контакт солей із кепроком дуже нерівний. У Стебницькому родовищі перепад висот соляного дзеркала досягає 50 м. Під час розвідки соляні родовища розбурюють дуже обережно, оскільки густа мережа свердловин створює небезпеку прориву води через них. Це унеможливило складання достатньо детальних карт стратоізогіпс покрівлі солей. Нерідко з цієї причини гірничі виробки виходять у зону контакту, наслідком чого є аварійні прориви розсолу. Величина й динаміка припливів залежить від зв'язку розсольного горизонту з прісними підземними і поверхневими водами, а також із запасами води в зоні живлення.

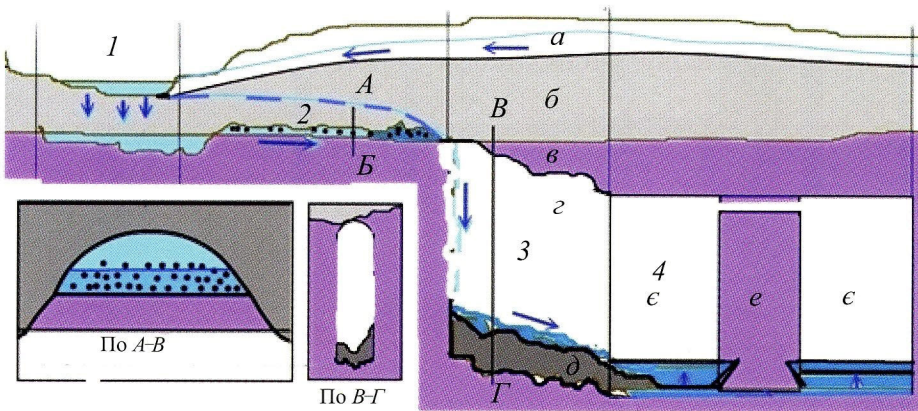
У природних умовах розсіл знаходився у стані рівноваги із солями й характеризувався застійним режимом. Якби це було не так, за мільйони років соляний поклад розчинився б. Імпульсом до початку водообміну вірогідно став антропогенний вплив. Із доісторичних часів людина почала копати колодязі й видобувати розсоли для виварювання солі. Відбирання розсолу спричинювало зниження напору й перетікання води через слабопроникну покришку в місцях її мінімальної товщини. Там почав розвиватися антропогенний соляний карст.

Прісна вода із зон живлення, будучи легшою за розсіл, рухалася від зони живлення до розсолзаборів уздовж позитивних форм соляного дзеркала. Це супроводжувалося розширенням тріщин і збільшувало проникність приконтатної зони. Об'єми розвитку соляного карсту набагато зростають, коли з різних причин розсольний горизонт розкривають гірничі виробки. *У зв'язку з цим у розвитку соляного карсту доцільно розрізняти три етапи: природний, антропогенний і техногенний.*

**Структура геодинамічної системи.** Сукупність карстових утворень є гідродинамічною системою, в якій слід розрізняти зони живлення, транзиту і розвантаження. Течія розсолів у карстових колекторах і гірничих виробках може бути напірною і безнапірною. На ділянці напірного потоку останній рухається з малою швидкістю в ламінарному режимі вздовж найвищих елементів соляного

дзеркала. Потік характеризується вертикальною зональністю хімічного складу: внизу розсіл насичений, вгорі – розбавлений. У безнапірному потоці флюїд тече в турбулентному режимі у напрямку зниження рельєфу соляного дзеркала. Внаслідок змішування склад розсолу по вертикалі вирівнюється. Ложе потоку інтенсивно розчиняється, нерозчинні рештки змиває потік. Утворюються вузькі вертикальні канали, які ростуть подібно до ярів у напрямку до зон живлення. З часом довжина напірного потоку зменшується, а безнапірного – збільшується.

Загальну будову гідродинамічної системи при розкритті гірничими виробками надсолевого колектору наведено на рис. 2.24. У потоці виділяють: 1) зону живлення, де відбувається низхідна фільтрація поверхневих і ґрунтових вод; 2) зону напірної фільтрації в тріщинно-зернистому надсолевому колекторі; 3) водоспад і зону вільної течії в карстовій порожнині; 4) зону течії в гірничих виробках.



**Рис. 2.24. Узагальнена схема гідродинамічної зональності:**

1 – зона живлення; 2 – ділянка напірного потоку; 3 – ділянка вільного потоку в карстовій порожнині; 4 – зона течії в гірничих виробках; а – четвертинні утворення; б – кепрок; в – соленосні породи; г – карстова порожнина; д – нерозчинний осад; е – цілик; є – камери; розрізи А–Б і В–Г – рухи флюїдів на ділянках відповідно напірного і безнапірного руху

У зоні живлення поверхня солі омивається прісною водою, солі інтенсивно розчиняються. Кожен кубічний метр прісної води роз-

чиняє  $0,164 \text{ м}^3$  кам'яної солі. Над порожнинами, що утворюються, поверхня землі осідає, на краях мульд осідання виникають тріщини. Через це проникність покривних порід збільшується, порожнини розширюються.

В разі досягнення порожниною деякого розміру відбуваються відшаровування та вивалювання порід покрівлі з утворенням купола, форма якого залежить від міцності породи і рівня води. Радіус каверни  $R$ , за якого покрівля втрачає стійкість, визначають за емпіричною формулою [40]

$$R = (H-S) f / ((1-n) \gamma + n),$$

де  $H$  – напір води над покрівлею;  $S$  – зниження напору за відкачування гідросуміші;  $f$  – коефіцієнт міцності породи за М.М. Протодьяконовим;  $n$  – пористість порід покрівлі;  $\gamma$  – відносна щільність порід покрівлі.

Коли розмір порожнин досягає критичних розмірів, земна поверхня провалюється (рис. 2.25). Розміри порожнин  $W_k$ , що утворюються в зоні живлення, приблизно можна оцінити за формулою

$$W_k = 0,16 W_b,$$

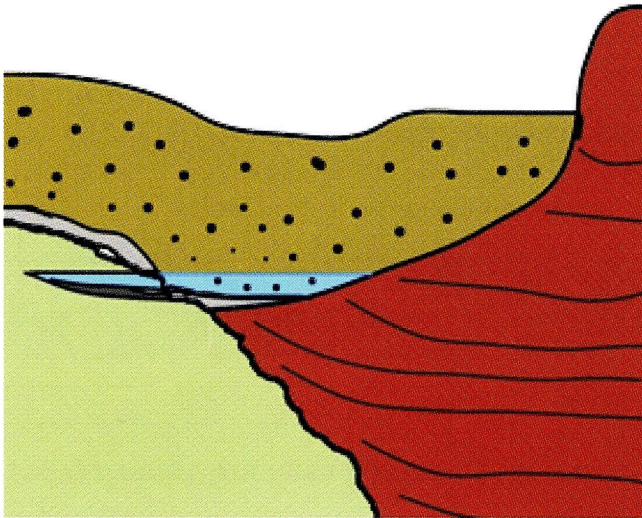
де  $W_b$  – об'єм розсолу, що надійшов у шахту з моменту прориву.



**Рис. 2.25. Провали земної поверхні в зоні живлення (Стебник, 2009)**

У зоні *транзиту* розрізняють ділянки напірного й безнапірного потоків. На ділянці напірного потоку агресивний розсіл займає верхню його частину, а з сіллю контактує важчий насичений розсіл. Розчиненню солей заважає шар нерозчинного осаду, який вивільнюється із соленосної породи й обвалюється з кепроку.

Швидкість течії залежить від положення базису ерозії. Якщо вона перевищує критичну, донні осади розмиваються і щілина поглиблюється. За швидкості, меншої від критичної, днище вкривається нерозчинним осадом. Легкорозчинні мінерали виносяться потоком води, слабкорозчинні й нерозчинні – накопичуються на поверхні й утворюють зернисту масу, а потік розчиняє стінки з утворенням ніш. У Солотвині, де вершина соляного купола осушена, течія має безнапірний режим уздовж контакту солей із бічними породами. Низ проникної зони вкритий обвальними відкладами, тому розчинення вниз не поширюється, зате на бічній поверхні утворюється ніша (рис. 2.26).

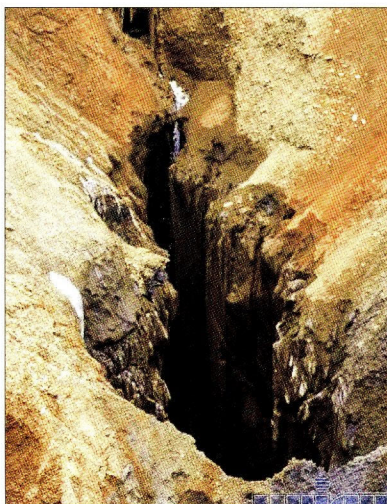


**Рис. 2.26. Схема утворення ніш на перетині рівня води з бічною поверхнею соляного купола:**

1 – гальковик; 2 – глина; 3 – мергель, аргіліт; 4 – сіль; 5 – розсіл

За напірного режиму течії в зоні транзит унаслідок гравітаційної сегрегації прісна вода займає верхню частину потоку, а з сіллю контактує насичений розчин, неагресивний до солі. Якщо поверхня солей нерівна, прісна вода витискається на ділянки з найвищими відмітками. Поверхня солей вкрита нерозчинним осадом, вода займає весь переріз проникної зони. Процес розчинення відбувається відносно повільно, насамперед на найвищих ділянках рельєфу соляного дзеркала. Осідання поверхні в зоні транзит може бути обумовлене не тільки утворенням карстових порожнин і руйнуванням їх покрівлі, а й стисканням глинистої товщі внаслідок зменшення напору флюїду і, як наслідок, зростання геостатичного тиску.

У зоні *розвантаження* розсіл впадає у гірничі виробки у вигляді капіжу або струмків, що утворюють водоспад. Тут концентрований і розбавлений розсоли змішуються. Агресивна суміш прорізає в солях щілину, на дні якої тече підземний струмок. Таку щілину можна безпосередньо спостерігати в Солотвині, де вода ллється з обірваної водовідвідної штольні (рис. 2.27). Вода падає на глибину понад 200 м і прорізує щілину завширшки 3–10 м зі швидкістю 20–30 м/рік. Внизу щілини накопичуються продукти обвалів і нерозчинні рештки. Глибина каньйонів визначається різницею відміток соляного дзеркала і базису ерозії й досягає 100 м. Підземні карстові каньйони розростаються назустріч потокам. Над ними земна поверхня осідає, проте провалів не зафіксовано.



**Рис. 2.27.** Карстова щілина в соляному куполі (Солотвин)

## Розділ 3

# Карстові процеси в гірничих виробках

## 3.1. Рух флюїдів у гірничих виробках

Зоною розвантаження гідродинамічної системи є гірничі виробки. Наукової літератури, присвяченої закономірностям руху флюїдів у карстових порожнинах або гірничих виробках, автори не знайшли. Розглянемо кілька найпростіших схем. У режимі течії розсолів у гірничих виробках доцільно виділяти стадії безнапірного й напірного руху. В безнапірну стадію потік розчину проходить гірничими виробками як у відкритих каналах обмеженої довжини.

**Заповнення тупикової виробки.** Припустимо, що у виробку заливають рідину зі сталою витратою  $Q_0$ . Очевидно, що витрата флюїду  $Q$ , який тече каналом, зменшується обернено пропорційно відстані від точки наливу і в кінці тупикової виробки дорівнює нулю (рис. 3.1). В поодинокій тупиковій виробці сталого перетину витрата в кожен момент часу змінюється вздовж виробки за залежністю

$$Q = Q_0(L-x)/L,$$

де  $L$  – довжина виробки;  $x$  – відстань від місця наливу.

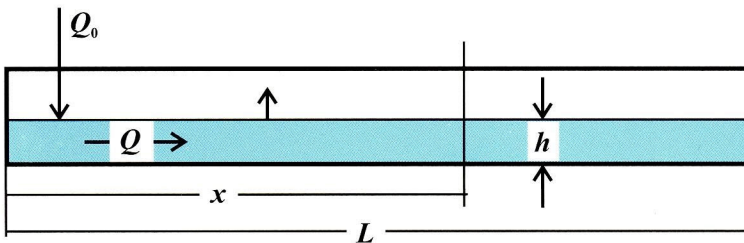


Рис. 3.1. Схема руху однорідної рідини в тупиковій виробці

У кінці виробки, де  $x = L$ , витрата дорівнює нулю. Горизонтальна складова швидкості течії визначається відношенням витрати до площі перетину потоку. В поодинокій виробці прямокутного перетину завширшки  $B$

$$V = Q/Bh = Q_0(L-x)/LBh,$$

де  $h$  – глибина потоку.

Швидкість, як і витрата, зменшується обернено пропорційно відстані від точки наливу.

Глибина потоку збільшується в часі:

$$h = Q_0 t / LB,$$

де  $t$  – час від початку наливу.

З наведених формул отримаємо

$$V = (L-x)/t,$$

тобто швидкість течії зменшується обернено пропорційно часу.

Рівень флюїду в тупиковій виробці підіймається зі швидкістю

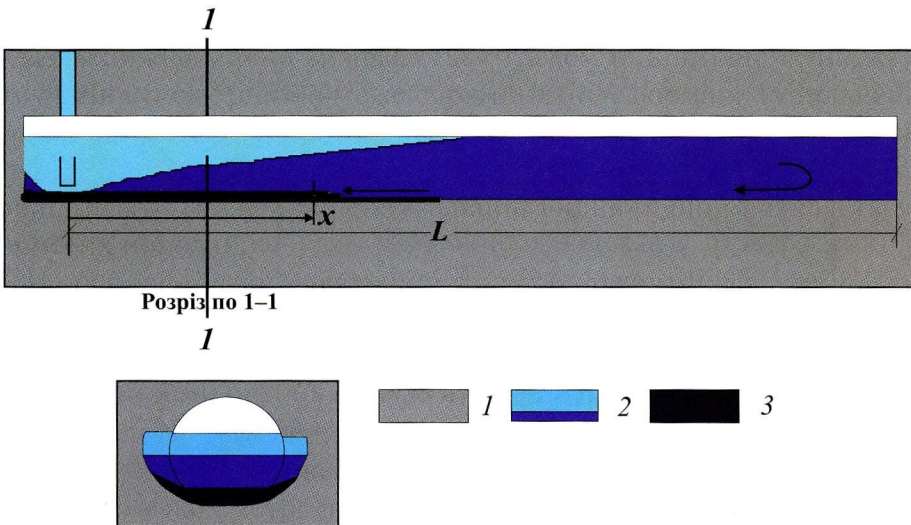
$$v = Q_0 / LB.$$

Час затоплення тупикових виробок  $t_1$  дорівнює відношенню їх об'єму до витрати:

$$t_1 = LBH / Q_0,$$

де  $H$  – висота виробок.

У міру просування ненасиченого флюїду він збагачується солями, його густина збільшується. Рух рідини з несталою густиною ускладнюється конвекцією (рис. 3.2). Поверхня флюїду залишається практично горизонтальною, оскільки швидкість потоків дуже мала.



**Рис. 3.2. Заповнення виробки ненасиченим розсолем за безнапірного режиму:**

$1$  – соленосна порода;  $2$  – розсоли різної концентрації;  $3$  – нерозчинний осад

Флюїд рухається від місця з вищим тиском до місця з нижчим тиском.

Тиск флюїду  $P$  на рівні підшови виробки дорівнює

$$P = \gamma g H,$$

де  $H$  – висота стовпа флюїду над підшовою виробки;  $\gamma$  – густина флюїду;  $g$  – прискорення вільного падіння.

Якщо за умовою  $H = \text{const}$ , то, очевидно, флюїд рухатиметься від місця з більшою концентрацією солей до місця з меншою їх концентрацією. Тому ненасичений флюїд, наприклад прісна вода, поширюється по верхній частині потоку, а насичений – тече у зворотному напрямку. В поперечному перетині рух ускладнюється стіканням насиченого розсолу вниз бічними стінками виробки.

У будь-якій розгалуженій системі виробок рух розсолу підлягає таким самим закономірностям. Частина потоку, який проходить через будь-який перетин виробки, дорівнює відношенню площі виробок нижче за течією  $f$  до загальної площі горизонтального перетину виробок  $F$  (рис. 3.3). Витрата потоку  $q$  в будь-якому перетині

$$q = Q_0 f/F.$$

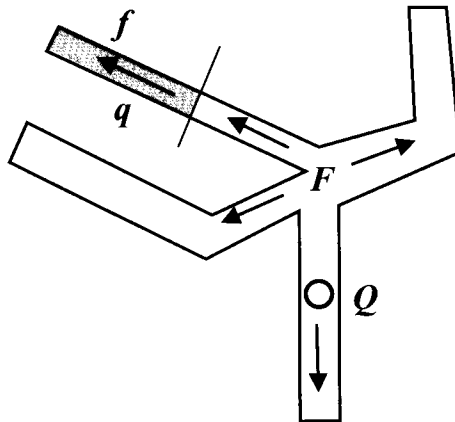


Рис. 3.3. Схема розподілу рідини в системі розгалужених виробок

Для соляних шахт, які відпрацьовують камерним способом із залишенням ціликів, важливим питанням є динаміка руху флюїдів у камерах. Якщо затоплення здійснюється через стовбур, то після затоплення горизонтальних виробок до покрівлі настає стадія режиму, яка характеризується напірним рухом у горизонтальних

виробках і вертикальним висхідним рухом у камерах (рис. 3.4). За сталої витрати припливу швидкість течії в горизонтальних виробках постійна в часі.

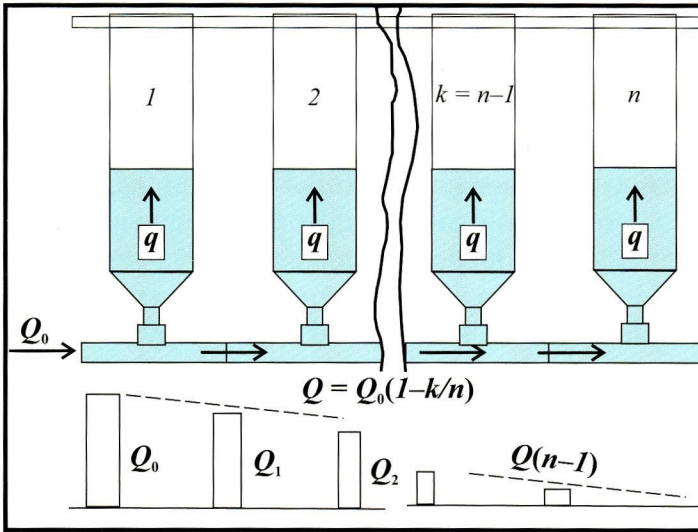


Рис. 3.4. Розподіл рідини при затопленні камер через стовбур

Якщо на шляху до видобувних камер флюїд став насиченим, його густина в подальшому стабілізується. Тоді швидкість підняття рівня в камерах можна вважати однаковою. Витрата висхідного потоку  $Q_i$  в камерах дорівнює

$$Q_i = VS_i,$$

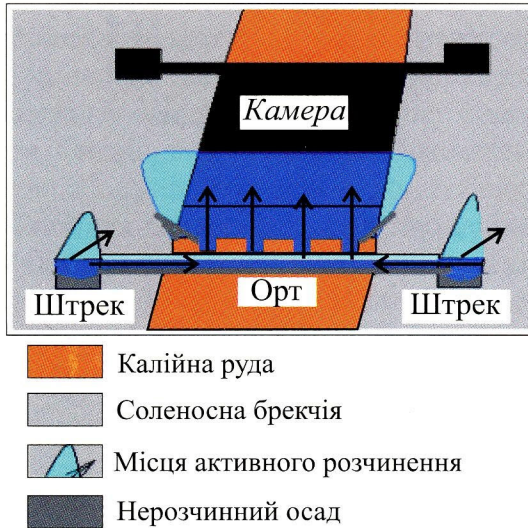
де  $V$  – швидкість підняття рівня;  $S_i$  – площа горизонтального перетину камери з номером  $i$ . Витрата розсолу  $Q_i$  у підвідних штреках зменшується в міру віддалення від місця подачі флюїду:

$$Q_i = Q_0 \Sigma S_{n-i} / \Sigma S_n,$$

де  $Q_0$  – сумарна витрата;  $\Sigma S_n$  – сума площ усіх камер;  $\Sigma S_{n-i}$  – сума площ камер від  $i$  до  $n$ ;  $n$  – число камер.

Рис. 3.5 ілюструє рух флюїду від місця його подачі вздовж виробленого простору. Він рухається штреками, заходить в орти і підіймається в камерах. Камери заповнюються флюїдом через орти оскільки в нижній частині камер, як правило, залишається руда, розсіл насичується. Тому густина в усіх камерах однакова і швидкість підняття рівня  $V$  в першому наближенні також однакова. Вона

визначається відношенням загальної витрати розсолу до площі горизонтального перетину всіх камер.



**Рис. 3.5. Схема висхідного руху розсолу в камерах.  
Поперечний перетин**

Водночас витрата потоку в горизонтальних виробках у міру просування від камери до камери зменшується на величину

$$q_i = VS_i.$$

Отже, витрата  $Q_i$  в будь-якому перетині штреку під ціликом із номером  $i$  становить

$$Q_k = Q_0(1-i/n),$$

де  $n$  – число ціликів.

Встановлені принципові закономірності дають змогу оцінити швидкості руху розсолів при затопленні в кожній частині відпрацьованого простору. Вони є основою для розрахунків розчинення солей.

При розгляді динаміки руху флюїдів у гідродинамічній системі слід враховувати також процеси механічного розмиву й перевідкладання вміщуючих порід і нерозчинних решток. Ілюстрацією може слугувати район шахти № 8 у Солотвині. Вода тут омиває вертикальне відслонення солі й утворює вузький каньйон, що прорізає всі міжповерхові стелини. Окрім води зі штреку в провал стікають

поверхневi води, що призводить до розмиву покриваючої товщі в південному напрямку. При цьому відбувається процес сортування гальковика: дрібні фракції виносяться потоком розсолу і поширюються майже горизонтально по всій площі виробки, в той час як крупні утворюють конусоподібні насипи в місці впадіння потоків. Це можна було спостерігати безпосередньо в шахті (рис. 3.6). Видобувні камери частково замулені провальними відкладами.

Особливо великого масштабу цей процес досягнув у районі шахти № 9, де вода прорвалася через свердловину. Тут на поверхні утворилася провальна лійка діаметром близько 200 м і завглибшки 40 м.



Рис. 3.6. Замулена камера на 4 горизонті шахти № 8 в Солотвині

### 3.2. Розчинення солей у гірничих виробках

Особливості карстового процесу в гірничих виробках визначаються складною первинною формою порожнин, різноманітною орієнтацією і мінеральним складом поверхонь, а також наявністю нерозчинних домішок. Відомо [9], що швидкість розчинення зале-

жить від орієнтації поверхні. На нахилених і вертикальних поверхнях покладів солі утворюється шар насиченого розчину, який під впливом сили гравітації стікає вниз. Зі стелини насичений розчин стікає у вигляді крапель і струменів, що призводить до турбулізації середовища. При затопленні гірничих виробок їх стелина розчиняється приблизно вдвічі швидше, ніж боки. Підшва виробок, як уже зазначалось, взагалі не розчиняється з двох причин: по-перше, вона вкривається нерозчинними домішками, по-друге – контактує з насиченим розчином. Нахилені під кутом, меншим від кута внутрішнього тертя осаду, поверхні також ізолюються від розчинника.

Швидкість розчинення вертикальної стінки кам'яної солі в прісній воді, визначена в лабораторних умовах, становить 70 м/рік [29]. За експериментальними даними Я.М. Семчука [38], швидкість розчинення каїнітової породи в прісній воді дорівнює  $4,8 \text{ кг}/(\text{год} \cdot \text{м}^2)$ , що відповідає 5,2 см/доба. За рік може розчинитись 19 м породи. А.Я. Кривоусов [16] у результаті крупномасштабних натурних досліджень встановив середню швидкість розчинення вертикального відслонення каїнітової руди 29,7 м/рік. З підвищенням температури швидкість розчинення зростає. В інтервалі температур 0–40 °С розчинність кам'яної солі, за даними різних авторів, збільшується в 1,5–2,9 раза.

Вміщуючі породи калійних родовищ представлені переважно соленосою брекчією («зубером»), яка складається з галіту в кількості до 75 % та нерозчинних теригенних матеріалів: глини, пісковику, алевроліту. При взаємодії зуберу з водою остання насичується переважно хлоридом натрію, розчинність якого при 10 °С становить 26,4 %, тоді як розчинність калійної руди – 33 %. Розсід, насичений за хлоридом натрію, агресивний до каїнітової руди. Коли насичений за галітом розсід діє на калійні руди, в ньому розчиняються солі калію і магнію, а галіт може частково випадати в осад.

Через неоднорідний склад калійна руда розчиняється вздовж прошарків розчинних мінералів і руйнується. Суміш важкорозчинних лангбейніту, кізериту та нерозчинних домішок осипається з вертикальних стінок і стелини й накопичується внизу гірничих виробок, захищаючи їх підшву та нижню частину від подальшого розчинення.

**Розчинення в горизонтальній виробці.** Оскільки швидкість розчинення залежить від різниці концентрацій насиченого і діючого розчинів, поблизу місця надходження розчинника у виробки він найбільш агресивний. В міру руху розчинника різниця концентрацій зменшується і розчинення сповільнюється. На деякій відстані від місця припливу розсіл переходить у стан рівноваги із сіллю і розчинення припиняється.

Для ілюстрації розглянемо найпростішу модель – розчинення солі прісною водою в циліндричному соляному каналі (рис. 3.7). При цьому нижня частина циліндра не розчиняється внаслідок ізоляції поверхні глинистими домішками, які випадають під час розчинення стелі. Розрахунок проведено числовим методом за наведеним нижче алгоритмом.

**Вихідні дані.** Виробка круглого перетину. Початковий радіус  $R_0 = 2$  м, але вода рухається тільки у верхній половині. Площа перетину  $F = \pi R^2/2$ .

Сіль однорідна, щільністю  $\rho = 2200$  кг/м<sup>3</sup>, концентрація насиченого розчину  $C_{\text{н}} = 400$  кг/м<sup>3</sup>.

Витрата води в часі стала  $Q = 1000$  м<sup>3</sup>/доба.

Швидкість розчинення  $v = k(C_{\text{н}} - C)/C_{\text{н}}$ ;  $k = 0,5$  м/доба.

Розіб'ємо виробку на метрові інтервали,  $\Delta x = 1$  м.

Інтервал 1.  $C = 0$ .

Період 1.

Швидкість руху води  $V = Q/F = 2Q/\pi R^2$ .

Час контакту води з сіллю  $\Delta t = \Delta x/V = \Delta x \pi R^2/2Q$ .

Глибина розчинення  $\Delta R = v \Delta t = k(C_{\text{н}} - C) \Delta x \pi R^2/2C_{\text{н}} Q$ .

Площа контакту води з сіллю  $S = \Delta x \pi R$ .

Об'єм розчиненої солі  $w = \Delta R S = k(C_{\text{н}} - C) \Delta x^2 \pi^2 R^3/2C_{\text{н}} Q$ .

Маса розчиненої солі  $M = w \rho = k(C_{\text{н}} - C) \Delta x^2 \pi^2 R^3 \rho/2C_{\text{н}} Q = k \Delta x^2 \pi^2 R^3 \rho/2Q$ .

Концентрація солі на виході  $C = M/Q \Delta t = k(C_{\text{н}} - C) \Delta x^2 \pi^2 R^3 \rho/2C_{\text{н}} Q^2 \Delta t$ .

Радіус виробки в першому інтервалі наприкінці першого періоду  $R = R_0 + \Delta R$ .

Інтервал 1.

Період 2.

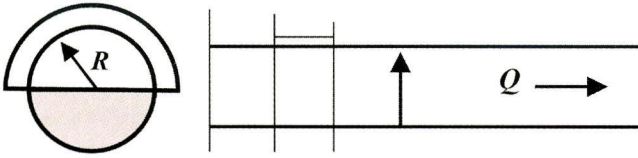


Рис. 3.7. Розрахункова схема

Результати розрахунків за спеціальною програмою наведено на рис. 3.8, який ілюструє залежність радіуса виробки від відстані від точки припливу води на різні періоди часу. Як видно з рисунка, найшвидше збільшується радіус виробки біля місця надходження води. Тут швидкість розчинення максимальна і тому порожнина швидко може досягти підосви ГГШ. На відстані 100 м розчинення практично відсутнє.

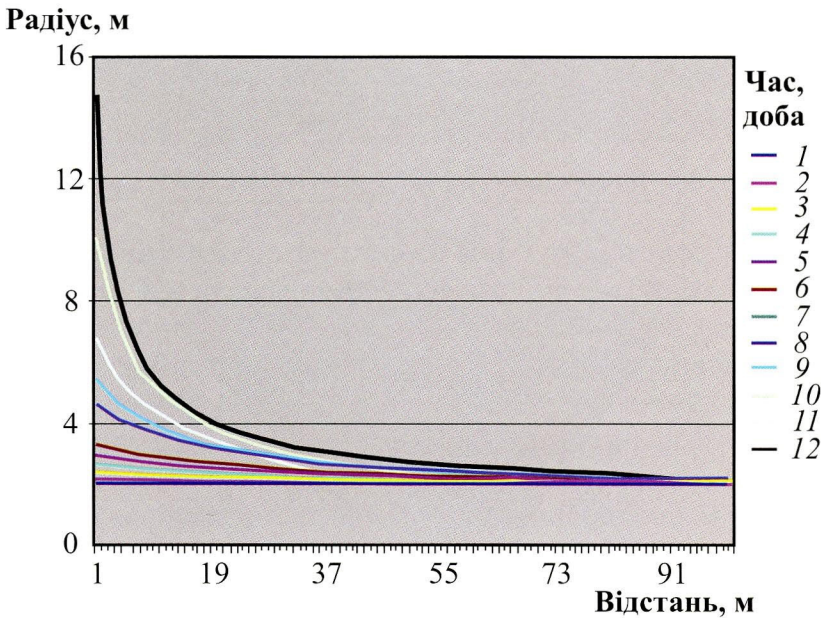


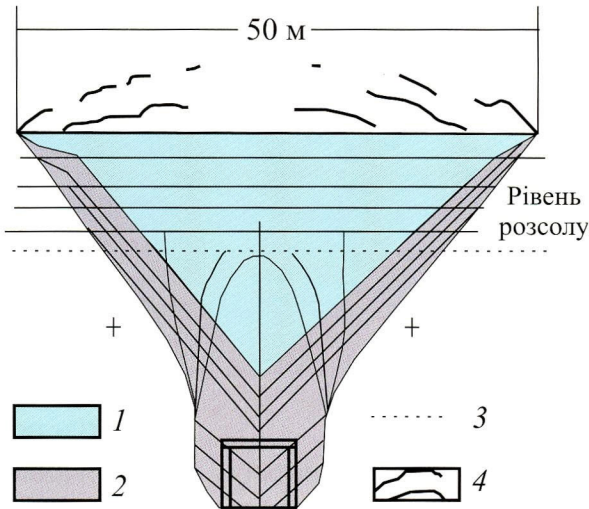
Рис. 3.8. Зміна поперечного розміру горизонтальної виробки внаслідок розчинення солі за період від 1 до 12 днів

Концентрація розсолу вздовж виробки найшвидше підвищується біля точки введення розчинника, причому з часом інтенсивність насичення біля входу потоку збільшується. Це пояснюється тим,

що тут постійно зростає радіус виробки і відповідно площа поверхні розчинення, тоді як швидкість потоку зменшується.

Встановлені закономірності дають змогу приблизно оцінити розвиток процесів при подачі агресивного розсолу в горизонтальну виробку, наприклад у квершлаг за умови напірного режиму течії. В розглянутій моделі зроблено припущення, що підняття рівня розчину випереджає підняття стелени виробки внаслідок розчинення.

Для умов самозатоплення шахт швидкість розчинення більша за швидкість затоплення. Наприклад, у Стебницькому руднику № 2 швидкість розчинення розсолем із дренажного горизонту становить 2,3 см/доба, тоді як швидкість підняття рівня – 1 см/доба. В такому разі розчинення стелени визначається рівнем флюїду, а швидкість розчинення бічних поверхонь залежить від дефіциту насичення розсолу. В результаті горизонтальна виробка набуває форми трикутника (рис. 3.9). Нерозчинні й малорозчинні мінерали випадають з потоку та утворюють на підошві і бічних стінках шар, який запобігає подальшому розчиненню стінок. Кут нахилу нерозчинних осадів, згідно з результатами експериментів, становить близько  $45^\circ$ .



**Рис. 3.9. Розвиток процесу розчинення, коли швидкість підняття рівня менша за швидкість розчинення:**

1 – розсіл; 2 – нерозчинний осад; 3 – рівень затоплення; 4 – тріщини в стелені

За досягнення стелиною деякого критичного розміру покрівля обвалюється. Подальше підняття рівня води призводить до постійного розширення стелини, яка періодично обвалюється.

Про форму вивалювання можна судити за аналогією з рудником № 7 у Солотвині (рис. 3.10). Як бачимо, висота купола становить одну третину від його ширини.

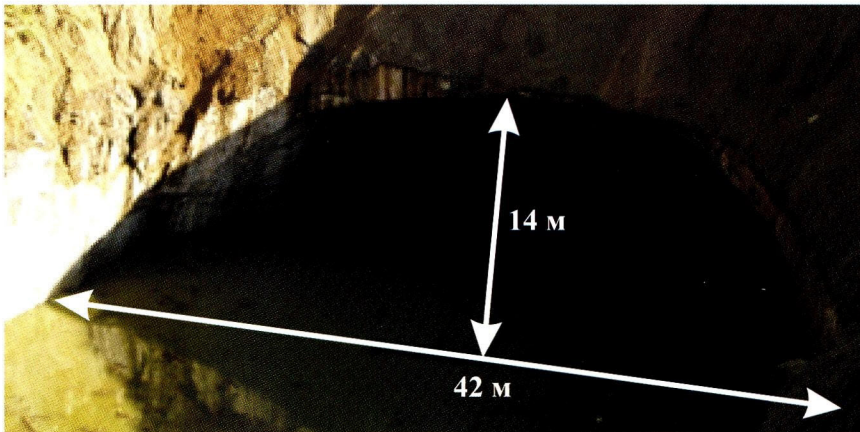


Рис. 3.10. Купол обвалу над виробкою

**Розчинення бортів калійного кар'єру.** Затоплення калійного кар'єру в м. Калуш Івано-Франківської обл. стурбувало місцевих екологів. Особливо небезпечним вважали руйнування соляних бортів кар'єру, наслідком чого начебто міг бути прорив розсолів із кар'єру в річку. Справді, затоплення кар'єрних виїмок супроводжується деформаціями бортів. Подібні проблеми розглядалися для умов затоплення сірчанних кар'єрів [5]. Там основними чинниками були зміна напруженого стану та хвильовий розмив. В умовах, коли борти кар'єру складені соленосними породами, процеси їх руйнування ускладнюються внаслідок розчинення солей. У результаті проведеного комплексу лабораторних і натурних досліджень ми встановили механізм деформацій і запропонували інженерні методи їх розрахунку.

Головна особливість деформацій бортів, складених соленосними породами, полягає в утворенні ніш розчинення. Через те, що швидкість затоплення набагато менша від швидкості розчинення,

стелина ніші горизонтальна. Нерозчинний осад падає з покрівлі й утворює призму під кутом природного укосу. Коли кут нахилу поверхні солей досягає кута внутрішнього тертя осаду, бічна поверхня ніші вкривається осадом. З цього моменту розчиняється тільки стелина ніші.

Ніша розчинення має форму трикутника (рис. 3.11). Об'єм нерозчинного осаду дорівнює об'єму розчиненої руди, помноженому на об'ємний вміст нерозчинного осаду в частках одиниці. Звідси випливає, що при розчиненні вертикальної стінки глибина ніші

$$L = H \operatorname{ctg} \varphi / (c + 1),$$

де  $H$  – глибина води;  $\varphi$  – кут природного укосу нерозчинного осаду;  $c$  – об'ємний вміст нерозчинного осаду.

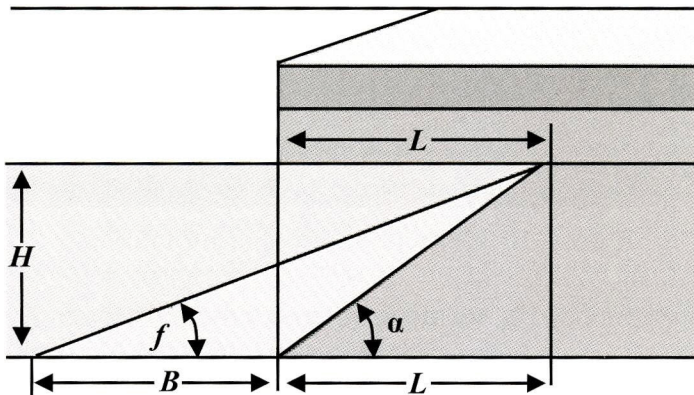


Рис. 3.11. Розрахункова схема для визначення параметрів ніші

Згідно з цією формулою, глибина ніші тим більша, чим менше в солях нерозчинного осаду.

Кут нахилу поверхні розчинення соленосної породи під водою визначають за виразом

$$\operatorname{tg} \alpha = (c + 1) \operatorname{tg} \varphi.$$

Коли нерозчинного осаду мало,  $c \rightarrow 0$  й  $\alpha \rightarrow \varphi$ , глибина ніші найбільша:

$$L = H / \operatorname{tg} \varphi.$$

За початкового нахилу борту під кутом  $b$  глибину ніші визначають за формулою

$$L = H(\operatorname{ctg} \varphi - \operatorname{ctg} b) / (c + 1).$$

З цієї залежності видно, що коли початковий кут нахилу борту дорівнює куту стійкого відкосу нерозчинного осаду або менший від нього,  $\varphi = b$ ,  $L = 0$ , розчинення не спостерігається.

За наведеними формулами розраховано максимальну глибину руйнування берегів майбутнього Домбровського озера. Борт кар'єру в північній частині здебільшого складений калійною рудою, яка містить 12 % нерозчинного теригенного матеріалу, а також до 6 % слабозчинного полігаліту й 7 % нерозчинного кізериту. Всього нерозчинного і слабозчинного залишку в руді міститься  $c = 0,25$ .

За результатами вимірювань кут нахилу нерозчинного осаду  $\varphi$  в середньому дорівнює  $11^\circ$ . До затоплення північний борт мав вигляд уступу заввишки 28 м під кутом  $65^\circ$ . При затопленні на висоту  $H = 28$  м глибина ніші досягла  $28(\text{ctg } 11^\circ - \text{ctg } 65^\circ)/(1 + 0,25) = 100$  м, тобто північний борт може відступити від свого початкового положення приблизно на 100 м. Фактично борт затоплений на висоту 18 м і відступив на 40–50 м. Вірогідна ширина подальшого обвалення від положення борту станом на листопад 2010 р. (висота 10 м) становила 36 м. Обвалення відбуватиметься два роки, впродовж яких затоплюватиметься соленосна товща. За результатами розрахунків розчинення бортів кар'єру визначено берегову лінію майбутнього Домбровського озера і спрогнозовано хімічний склад озерних вод.

За минулі роки проведено неодноразові обстеження берегової лінії озера, що утворюється на місці калійного кар'єру. В результаті видано детальні прогнози деформацій на різних ділянках берегової смуги. Виділено чотири типи берегів.

1. Соленосні породи виступають вище від рівня води. Утворюються ніші, відбуваються осадження нерозчинного осаду та обвали.

2. Соленосні породи затоплені, процеси розчинення припинились унаслідок екранування продуктами обвалення.

3. Складені гіпсово-глинистою породою, де формуються хвилеподібна ніша і кліф.

4. Гіпсово-глинисті породи перекриті зсувними масами четвертинних відкладів. Вони задерновані й частково заліснені.

Зона деформації найширша на берегах першого типу, зокрема на північному схилі. До другого типу належить західний берег, де берма на покрівлі соленосних порід обвалилася й почалося осипан-

ня покривних гальковиків. Кут нахилу берега дорівнює куту природного укосу гальковиків і становить 35–40°.

На південному сході соленосні відкладення затоплені давно, берег складений гіпсово-глинистим елювієм. Тут у глинах простежується неглибока хвилеприбійна ніша, що призводить до обвалювання берега і сповзання четвертинних відкладів. На південно-західному березі подекуди зсувні маси четвертинних відкладів разом із рослинністю перекривають глини й утворюють берег під кутом близько 25°.

Згідно з результатами вимірювання глибин, колишні борти кар'єру, генеральний кут нахилу яких досягав 65°, виположилися до кута від 11° біля північного борту до 29° у південній частині кар'єру (рис. 3.12). У придонній частині схил виположується, уступи й берми повсюдно зруйновані. Найбільша глибина озера станом на березень 2016 р. дорівнювала 86 м, а рівень води знаходився на відмітці 276 м. Відмітка дна – 190 м над рівнем моря. В період експлуатації вона становила 173 м, тобто на дні вже накопичено 17 м мулу. Отже, натурні спостереження цілком підтвердили встановлений на фізичних моделях механізм розчинення і деформації бортів.

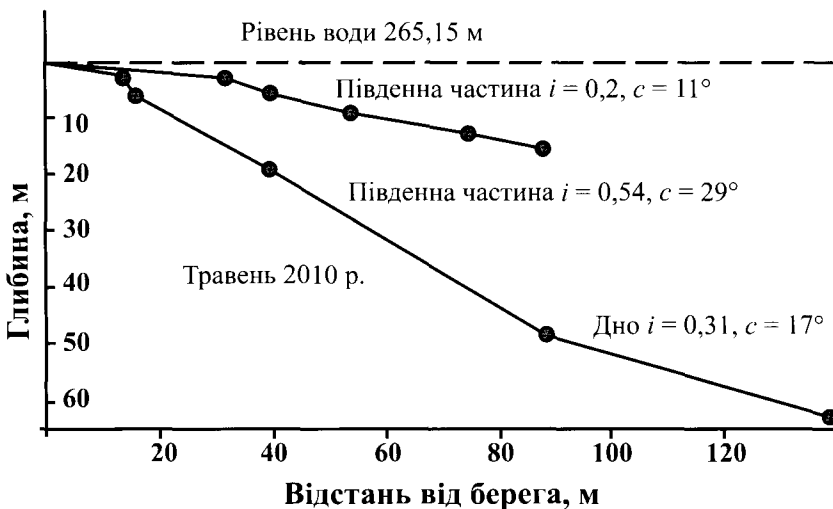


Рис. 3.12. Профілі прибережного схилу озера

Формування берегів дещо ускладнюється ерозією і карстом. Лінійна ерозія спостерігається в місцях витоку води із четвертинних

гальковиків у північній частині кар'єру, де до початку гірничих робіт текла р. Сивка з притоками. Крім того, в кар'єр впадає вода, що фільтрується з дренажних траншей. Найбільший яр утворився на місці, де в озеро впадає потік із долини між зовнішніми відвалами. Карстові лійки виявлено у північно-західному куті кар'єру і на східному борту на смузі між дренажною траншеєю та озером. У дренажних траншеях деформації схилів відсутні.

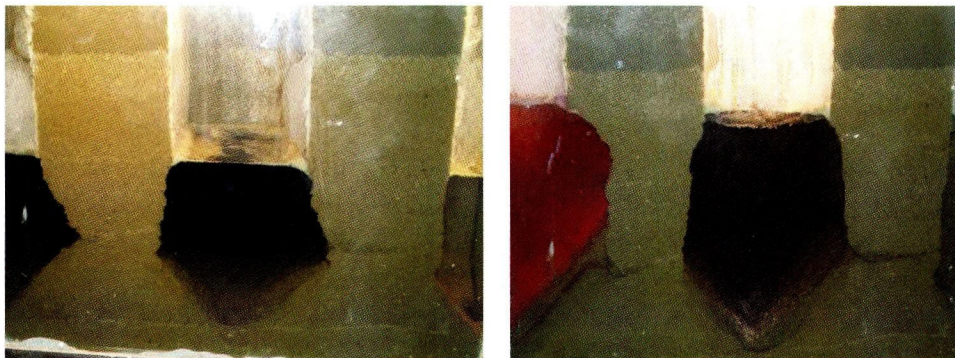
У 2016 р. затоплення соленосних порід завершиться, останні відкриються нерозчинним осадом. Береги сформують обвальнорозсипні маси, що є сумішшю гальковика й суглинку. Руйнування берегів відбуватиметься переважно в результаті хвильового розмиву. Чинниками, що визначають перебіг розмиву, є: сила вітру, довжина розгону хвиль, літологічний склад берега, наявність рослинності. В результаті діяльності хвиль формується субвертикальний кліф і субгоризонтальні пляжі та прибережна мілина.

Суглинки – це потенційно родючий ґрунт. Вже через 2–3 роки після стабілізації рівня береги заростають очеретом, який гасить хвилі й укріплює береги корінням, створює з кореневищ своєрідні захисні мати. Рослинність закріплює береги і розмив практично припиняється.

**Розчинення ціликів.** Щоб отримати наочне уявлення про механізм розчинення ціликів, було виготовлено модель гірничих виробок у масштабі 1 : 100. Калійну руду імітували сумішшю із 25 % глини і 75 % кухонної солі. Після формування моделі в штрек у лівій частині моделі подали прісну воду.

Моделювання повністю підтвердило припущення про швидке насичення розсолу й розчинення руди поблизу місця подачі води. На рис. 3.13 згори вниз розміщені зображення моделі в різні періоди. Чітко видно, що найшвидше розчиняється ліва стінка першого цілика, тоді як права стінка другого цілика залишається неушкодженою. Коли в розчинник добавляли фарбу, було видно, що прісна вода перемішується вгорі, тоді як у нижній частині насичений розчин залишався нерухомим.

Нижня частина камери вкривається нерозчинним осадом, який накопичується під кутом 45°. Після розчинення половини товщини цілика в ньому утворилася щілина, крізь яку розчинник перетікав із першої камери в другу. Натомість орти в першій і другій камерах заповнилися нерозчинним осадом.



**Рис. 3.13.** Розвиток процесу розчинення ціликів на моделі

Фізична модель підтвердила припущення, що цілики руйнуються на вході розчинника. Отже, динаміку розчинення визначають місце і витрата рідини, агресивність розчинника, форма і просторове розміщення виробок, мінеральний склад руди і вміщуючих порід. При цьому форма виробок змінюється внаслідок руху розчинника під впливом різниці напорів, конвекції під впливом різниці густини, гідроізоляції поверхонь нерозчинними домішками.

Швидкість розчинення галіту в прісній воді, за лабораторними даними, становить близько 5,8 м/міс, швидкість підняття рівня води в шахті № 9 дорівнювала близько 6 м/міс. Прийmemo кут нахилу нерозчинного осаду  $45^\circ$ ,  $\text{tg } f = 1$ . За повного затоплення камери прісною водою на висоту 68 м

$$L = HV_p / (V_n + V_p \text{tg } f) = 33 \text{ м.}$$

Оскільки камери заповнювалися не прісною водою, а ненасиченими розсолами, глибина розчинення ціликів була меншою від розрахованої. Однак із цього розрахунку видно, що розчинення цілика між камерами № 7 і 6 може призвести до його переходу в піддатливий стан та осідання.

У результаті виконаних нами розрахунків і досліджень на фізичних моделях встановлено, що вода насичується сіллю дуже швидко. Найбільше руйнується перший на шляху потоку цілик, наступні вже омиваються концентрованими розсолами і не руйнуються. Більше того, тиск рідини зменшує навантаження на цілики.

### 3.3. Вплив соляного карсту на стійкість ціликів

Стійкість ціликів визначають коефіцієнтом запасу міцності  $n$ , який є відношенням міцності цілика до навантаження:

$$n = S_{\text{н}} \sigma / S_{\text{ц}} \gamma H,$$

де  $S_{\text{н}}$  – площа стовпа порід, що налягають на цілик;  $S_{\text{ц}}$  – площа цілика;  $\gamma$  – щільність налеглих порід;  $H$  – глибина від поверхні землі до покрівлі виробки.

Для випадку необмеженої послідовності міжкамерних ціликів і камер необмеженої довжини запас стійкості геомеханічної системи  $n$  визначають за формулою [7]

$$n = \sigma_{\text{ст}} ((a-1)^3/h)^{1/2} / (\gamma H(A+a) + \gamma_0 ha),$$

де  $\sigma_{\text{ст}}$  – межа міцності порід цілика на одновісне стискання;  $(a-1)$  – ширина ціликів за винятком зони впливу вибухових робіт;  $h$  – висота міжкамерного цілика;  $\gamma$ ,  $\gamma_0$  – щільність відповідно покривних і вміщуючих порід;  $H$  – глибина розробки до покрівлі пласта;  $A$  – ширина камери.

Зауважимо, що в розрахункових формулах ширина ціликів зменшена на 1 м, що враховує наявність тріщин, створених при проведенні вибухів.

Деформації ціликів у часі залежно від коефіцієнта запасу міцності підлягають певним закономірностям. За запасу міцності  $< 1,4$  міжкамерні цілики належать до піддатливих, які зберігають свою несівну здатність лише на короткий термін. Деформація ціликів супроводжується їх руйнуванням, причому руйнується і захисна стеліна, що закінчується провалом поверхні.

У процесі деформування міжкамерних ціликів виділяють три стадії: початкову (*I*), активну (*II*) і згасаючу (*III*). Активна стадія деформації починається після того, як осідання досягне 2–3 % висоти ціликів. Після такого зміщення деформації поступово згасають.

За коефіцієнта запасу міцності ціликів  $> 2,5$  у них під дією навантаження виникають пружні деформації, які призводять до перебудови структури солей. Унаслідок цього порода ущільнюється, її міцність збільшується і деформації згасають. Міжкамерний цілик не руйнується, а переходить у новий стійкий стан, тому за коефіцієнта запасу міцності ціликів  $> 2,5$  їх стійкість зберігається необмежений час. Однак унаслідок пластичних властивостей солей відбувається

вікове повільне осідання ціликів і сходження стін камер. Термін осідання жорстких ціликів визначається кількома століттями.

На калійних рудниках запас міцності ціликів як правило  $> 2,5$ . Так, на Стебницькому руднику № 2, згідно з розрахунками «ВНИИГ» (Санкт-Петербург), запас міцності ціликів першого горизонту дорівнює 3, другого – 2,8, вони належать до жорстких. Запас міцності  $< 2,5$  мають тільки цілики камер № 202–206 пласта № 11. У зв'язку з достатнім запасом міцності на більшості площ шахтних полів деформації ціликів не досягають критичних значень.

Зазначені формули розрахунку запасу міцності ціликів виведені для камер необмеженої довжини. У разі руйнування коротких ціликів замість камер утвориться поздовжня виробка, ширина якої дорівнює потужності пласта. Коефіцієнт запасу міцності покрівлі  $n$  визначають за формулою [45 ]

$$n = (0,45RZ)/((1 + Z/h)b^2\gamma),$$

де  $R$  – опір породи стисканню;  $Z$  – потужність покрівлі;  $h$  – потужність наносів (ГГШ);  $b$  – ширина прольоту;  $\gamma$  – щільність порід. Умовою руйнування покрівлі є  $n = 1$ . За цієї умови найбільший проліт, який витримає покрівля, дорівнює

$$b^2 = (0,45RZ^2)/(Z + h)\gamma.$$

Для прикладу оцінимо величину прольоту для камер Стебницького рудника, прийнявши  $R = 82 \cdot 10^4$  кг/м<sup>2</sup>,  $Z = 50$  м,  $h = 100$  м,  $\gamma = 2200$  кг/м<sup>3</sup>. У результаті отримаємо  $b = 53$  м. Звідси випливає, що внаслідок руйнування ціликів провал поверхні можливий тільки над камерами завдовжки більш як 53 м. У західній частині шахтного поля більшість камер не довша за 40 м. Тут стелина залишиться стійкою навіть після руйнування всіх ціликів.

**Вплив води на напружений стан гірничого масиву.** Доцільно розрізняти чотири види впливу рідини (табл. 3.1): тиск рідини, що міститься у водоносному горизонті, на водотриви, суспендувальний вплив рідини на тверді часточки; дія градієнта тиску на середовище фільтрації, розклинювальна дія рідини, обумовлена молекулярно-поверхневими силами. Як правило, всі ці впливи виявляються одночасно.

Таблиця 3.1

## Інженерно-геологічні процеси, обумовлені впливом рідини

Діюча сила	Процеси	
	В зоні фільтрації	У покривних водотривах
Гідростатичний тиск	Деформації, обумовлені зміною тиску покривних порід	Загальне підняття (опускання) покриваючої товщі, утворення тріщин на контакті з проникними породами
Зважуючий вплив	Деформації, обумовлені зміною густини рідини, що насичує обводнену породу	Підняття (чи опускання), обумовлене деформацією проникних порід
Гradient напору	Суфозія, фільтраційний випор або кольматація і фільтраційне ущільнення	Розмивання на контакті з проникними породами
Молекулярно-поверхневі сили	Набухання або усадка в результаті змін поверхневого натягу на межі твердої та рідкої фаз	Розмокання оголеної поверхні, набухання або усадка на контакті з проникними породами

Тиск рідини на водотриви обумовлює стрибкоподібну зміну вертикальної складової геостатичного тиску при переході від водотривких до водонасичених порід. У межах водотриву вертикальна складова геостатичного тиску визначається вагою порід  $S_z$ , що залягають вище. У водонасичених породах поблизу верхнього їх контакту вертикальна складова напруження  $\sigma_z$  за Ю.П. Желтовим [11] дорівнює

$$\sigma_z = S_z - P,$$

де  $P$  – тиск рідини.

У межах водонасиченого шару вертикальне напруження становить

$$\sigma_z = S_z - P + \gamma_B h,$$

де  $\gamma_B$  – щільність водонасичених порід з урахуванням суспендувального впливу рідини;  $h$  – відстань від покрівлі до точки, в якій визначається напруження.

Поблизу нижнього водотриву напруження визначатиметься залежністю

$$\sigma_z = S_z - P + \gamma_b m,$$

де  $m$  – потужність водонасиченого шару.

Після переходу через нижній контакт напруження стрибкоподібно зросте до величини

$$\sigma_z = S_z + \gamma m,$$

де  $\gamma$  – щільність водонасиченої породи без урахування суспендувального впливу:

$$\gamma = \delta_n(1-n) + \delta_p n,$$

де  $n$  – пористість;  $\delta_n, \delta_p$  – питомі маси відповідно породи і рідини.

Із наведених рівнянь видно, що вертикальна складова геостатичного тиску має мінімум у площині, що відповідає покрівлі водоносного горизонту. За  $P > S_z$  напруження стає від'ємним, тобто навантаження стиску змінюються навантаженнями розтягу. В результаті цього утворюються тріщини гідророзриву і покриваюча товща підіймається. Аналіз рівнянь підтвердив, що при нагнітанні рідини в фільтруючі породи тріщина гідророзриву може виникнути тільки на верхньому контакті фільтрувального шару.

Крім того, з рівнянь випливає, що напруження в проникних породах великою мірою визначається тиском рідини, що їх насичує, тому зміна тиску рідини може спричинити деформації (ущільнення або розрив) проникних порід. Це одна з причин дуже поширених явищ осідання територій під впливом осушення чи розробки родовищ нафти і газу. Суспендувальний вплив рідини виявляється в пористих породах.

На основі відомих уявлень про суспендувальний вплив та протитиск рідини А.М. Гайдін запропонував узагальнювальне рівняння для оцінювання цього впливу:

$$\gamma_b = \delta_n(1-n) - \delta_p(b-n),$$

де  $\gamma_b$  – щільність породи з урахуванням суспендувального впливу рідини;  $\delta_n$  – густина скелета породи;  $n$  – пористість;  $\delta_p$  – густина рідини;  $b$  – параметр, що враховує геометричні особливості пористого середовища і є відношенням площі пор до площі зразка в горизонтальному перетині, в якому це відношення максимальне.

Для середовища з точковими контактами між зернами  $b = 1$  ця формула набуває вигляду

$$\gamma_b = (\delta_n - \delta_p)(1-n),$$

а для середовища з незначною пористістю  $b \rightarrow 0$ ,  $n \rightarrow 0$ , тому

$$\gamma_b = \delta_n(1-n) - \delta_p n \approx \delta_n.$$

Суспендувальний вплив разом із протитиском веде до зменшення вертикальної складової напруження. Наприклад, якщо наситити породу рідиною, густина якої дорівнює щільності породи, то напруження від власної ваги породи дорівнюватиме нулю. При осушенні породи або насиченні її легшою рідиною порода ущільнюється.

Дія градієнта тиску рідини зумовлює в фільтрувальному середовищі напруження, що збігається за напрямком із лініями течії рідини. Цими напруженнями обумовлене фільтраційне розуцільнення (а в крайньому випадку – фільтраційний випор) ґрунтів поблизу водозабірних свердловин і фільтраційне ущільнення – поблизу нагнітальних. У неоднорідних за гранулометричним складом породах поблизу водозабірних свердловин спостерігається суфозія, а поблизу нагнітальних – кольматація. Механічна суфозія і кольматація відбуваються в окремозернистих неоднорідних породах. Чим більший градієнт фільтрації, тим за меншої неоднорідності починається суфозійне руйнування. Так, за коефіцієнта неоднорідності 10–15 суфозія починається за градієнта напруження 0,6–0,8. За градієнта напруження, близького до одиниці, відбувається фільтраційний випір ґрунту незалежно від його однорідності.

**Вплив затоплення на стійкість ціликів шахт.** При затопленні виробок їх стан змінюється під впливом трьох основних чинників: 1) збільшення вологості руди; 2) її розчинення; 3) тиску рідини на поверхню ціликів і стеліну. Слід відрізнити вплив затоплення від впливу замочування й розчинення ціликів. Замочування призводить до зменшення міцності матеріалу ціликів, розчинення – зменшує їх розміри, затоплення – спричинює зниження навантаження на цілики в результаті дії сили Архімеда.

Заповнення гірничих виробок насиченим розсолем, який не розчиняє солі, приводить до зменшення напруження в тілі ціликів і тому підвищує їх стійкість. Після заповнення виробок розсолем рідина тисне на стелю камери із силою

$$F = \rho g H_p S,$$

де  $\rho$  – густина рідин;  $g$  – прискорення вільного падіння;  $H_p$  – висота стовпа рідини над покрівлею;  $S$  – площа стеліни.

На величину цієї сили зменшується вага покривної породи над камерою.

Тиск розсолу на бічні поверхні ціликів зменшує вертикальну складову напруження  $\sigma_z$  на величину тиску рідини [11]:

$$\sigma_z = P - \rho g H_p,$$

де  $P$  – тиск від ваги покривних порід;  $H_p$  – висота стовпа розсолу над площиною, в якій визначається напруження.

Коефіцієнт запасу міцності міжкамерних ціликів  $n$  з врахуванням гідростатичного тиску розсолів на покрівлю камер і стінки ціликів необмеженої довжини за П.К. Гаркушиним [7] визначають за формулою

$$n = R(((a-1)^3/h)(1 + 2k_0(\gamma_p H_p/R_p)\lambda)^{1/2}/(\gamma H(A + a) + \gamma_0 ha - \gamma_p H_p A)),$$

де  $R$  – межа міцності порід цілика на одновісний стиск;  $(a-1)$  – ширина ціликів за винятком зони впливу вибухових робіт;  $h$  – висота міжкамерного цілика;  $k_0$  – коефіцієнт тріщинуватості;  $\gamma$ ,  $\gamma_0$ ,  $\gamma_p$  – щільність відповідно покривних і вмщуючих порід та густина рідини;  $H_p$  – висота стовпа рідини;  $R_p$  – опір порід розтягненню;  $\lambda$  – ступінь заповнення камер закладним матеріалом;  $H$  – глибина розробки до покрівлі пласта;  $A$  – ширина камери.

При відсутності закладного матеріалу  $\lambda = 0$ , тоді

$$n = R((a-1)^3/h)/(\gamma H(A + a) + \gamma_0 ha - \gamma_p H_p A).$$

Вплив рідини можна приблизно оцінити, підставивши в наведену вище формулу замість щільності гірничої породи різницю між щільністю породи і густиною рідини [33]. За повного затоплення коефіцієнт зменшення навантаження на цілики приблизно визначають за формулою

$$K = 1 - \rho/\gamma,$$

де  $\gamma$ ,  $\rho$  – відповідно щільності порід і густина рідини.

Наприклад, якщо щільність солі  $\gamma = 2,2 \text{ г/см}^3$ , а густина розсолу  $\rho = 1,2 \text{ г/см}^3$ , то  $K = 0,45$ , тобто напруження становить тільки 45 % відносно напруження без затоплення. Відповідно коефіцієнт запасу стійкості збільшиться в  $1/K$  разів, тобто в 2,2 раза. Для демонстрації впливу сили Архімеда припустимо, що щільність породи і рідини однакові, а напір досягає поверхні землі. Тоді  $K = 0$ , покривні породи плавають і ефективно напруження у верхній частині ціликів дорівнює нулю. Наведені розрахунки справедливі за умови повного

затоплення камер. У період затоплення розсіл тисне тільки на затоплену частину цілика.

На думку спеціалістів [38], затоплення соляних шахт насиченими розсолами повністю запобігає осіданню земної поверхні, яке зумовлене деформаціями міжкамерних ціликів, якщо запас їх міцності перевищує 1,7. Однак запас міцності потрібно коригувати з урахуванням зменшення опору порід цілика. Під час проведення дослідів щодо закладання виробки на Калуському родовищі було встановлено, що глибина, на яку проникає волога з боку закладки, становить від 2,1 до 3,3 м, у середньому – 2,7 м.

У результаті спостережень за осіданням земної поверхні над старими затопленими виробками виявлено, що деформації не припиняються, хоча й відбуваються дуже повільно, зі швидкістю в кілька міліметрів за рік. Так, на ділянці Східна Голинь у Калуші максимальне сумарне осідання становить 0,35 м, а на ділянці Сивка-Калуська – 0,15 м [17]. Водночас, затоплення шахти розчином, що пересичений відносно руди, приводить до випадання на поверхні ціликів солей, заліковування тріщин і в кінцевому підсумку – до збільшення запасу міцності.

**Підрізання ціликів ненасиченими розчинами.** Для практики дуже важливим є прогноз «підрізання» ціликів соляних шахт, коли у камери згори ллється вода і поширюється по всіх виробках. В такому разі розчинник є проточним, тобто його мінералізацію в камері можна вважати сталою. Розглянемо цей випадок на прикладі самозатоплення рудника № 2 у Стебнику.

*Хімічний склад розсолів.* Вода, що рухається від зон живлення до дренажного горизонту, контактує в основному з вміщуючими породами, які складаються з галіту в кількості до 75 % та нерозчинних домішок. Хімічний склад розсолів дренажного горизонту за даними 2007 р. наведено в табл. 3.2.

Таблиця 3.2

## Хімічний склад розсолів дренажного горизонту

Зумпф	Густина, г/дм <sup>3</sup>	Вміст, г/дм <sup>3</sup>								Сума
		K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>		
5	1,20	2,16	1,37	1,77	115	181	7,14	0,16		308,8
7	1,208	7,35	3,97	1,01	112	183	14,27	0,24		322,2
15	1,2858	32,16	37,21	0,25	71,7	173	102,58	0,46		417
17	1,2013	1,73	1,83	2,00	113,5	173	8	0,2		306
Кепрок	1,0048	0,078	0,085	0,59	0,82	1,39	1,5	0,2		4,7
8	1,1946	4,32	2,9	1,26	112,5	181	9,14	0,23		311,5
9	1,1938	3,46	2,14	1,52	110	176	7,36	0,21		300,77
25	1,2034	4,73	2,14	1,26	113	180	8,7	0,27		310
28	1,2256	22,83	5,95	0,25	104,6	168	42,4	0,27		344
29	1,2167	12,12	3,36	0,76	114	187	14,5	0,28		332
<b>Середньо- зважене</b>		<b>11</b>	<b>4,8</b>	<b>0,8</b>	<b>88,9</b>	<b>143</b>	<b>21</b>	<b>0,25</b>		<b>283</b>

Як видно з наведених даних, на шляху від місць живлення до дренажного горизонту вода насичується переважно хлоридом натрію. З дренажного горизонту вода ллється згори в камеру № 110.

Агресивність розсолу визначають порівнянням його складу зі складом розчину, рівноважного з рудою Стебницького родовища. В період затоплення 3 горизонту (2007) було відібрано проби води з камери № 24. Мінералізація розсолу становила 388,5 г/дм<sup>3</sup>. Вищої концентрації солей при опробуванні в різних місцях і при приготуванні штучних розсолів не досягнуто. Отже, можна стверджувати, що такий розсіл рівноважний із калійною рудою (табл. 3.3).

Порівнянням розсолу дренажного горизонту з насиченим встановлено, що в ньому не вистачає сульфатів калію і магнію, в меншій мірі – натрію і хлору, тобто розсіл дренажного горизонту агресивний по відношенню до калійної руди. Дефіцит насичення становить 99 г/дм<sup>3</sup>. З початку 2007 р. затоплюється 2 горизонт рудника № 2. Потік омиває цілики 1 і 2 горизонтів і поки що досягнув затопленої частини камер, у деякій мірі він донасичується. Результати хімічного аналізу розсолу з поверхні камери № 110 2 горизонту наведено в табл. 3.4.

Як бачимо, у верхній частині камери № 110, куди безпосередньо надходить вода, розсіл агресивний відносно калійної руди. Від'ємний вміст натрію означає, що його хлориди можуть випадати в осад. Це явище ми спостерігали й на моделях. Із результатів аналізу видно, що агресивність розсолів найбільшою мірою залежить від вмісту сульфат-іонів, тоді як вміст магнію і калію має менше значення.

Щоб отримати наочне уявлення про агресивність розсолів, було відібрано зразки калійної руди масою 3–4 кг, які опустили в розсіл у камеру № 110. Після витримування протягом 15 діб їх підняли на поверхню. За цей час зразки змінилися докорінно (рис. 3.14, 3.15). Перший зразок масою 7 кг, опущений у камеру № 110, за два тижні зруйнувався повністю. Значна частина другого зразка зруйнувалася, залишився в основному галітовий мінеральний скелет. Глибина розчинення становила не менш як 5 см за два тижні, що в перерахунку дорівнює 1,3 м/рік. Зразок легко ламався руками. Отже, агресивність розсолів, що потрапляють у камеру № 110, доведено як аналізами, так і безпосередньо.

Таблиця 3.3

Хімічний склад розсолів 3 горизонту (камера № 24, 2007)

Показник	Вміст, г/дм <sup>3</sup>						Густина, г/дм <sup>3</sup>		
	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Сума
Глибина відбирання проби, м									
7	97	29	0,25	17	176	69	0,3	388,5	1,26
15	97	29	0,25	17	175	70	0,3	388,5	1,26
25	96	29	0,25	17	174	66	0,3	382,5	1,256
Середній склад води з дренажного горизонту	89	11	0,8	4,8	143	21	0,25	283	
Дефіцит насичення	7	18	-0,55	12,2	31	45	0,05	99	

Таблиця 3.4

Хімічний склад розсолу з камери № 110 2 горизонту та камери № 24 3 горизонту

Місце відбирання проби	Вміст, г/дм <sup>3</sup>						Сума
	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Сума	
Камера № 110 2 горизонту	16	109	20	28	171	171	343
Камера № 24 3 горизонту	17	97	29	70	175	175	388
Дефіцит	1	-12	9	42	4	4	45

*a**б*

Рис. 3.14. Зразок руди, підготовлений до занурення (*a*), і те, що від нього залишилося (*б*)

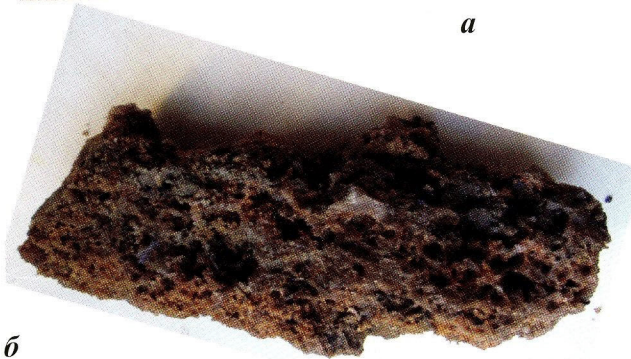
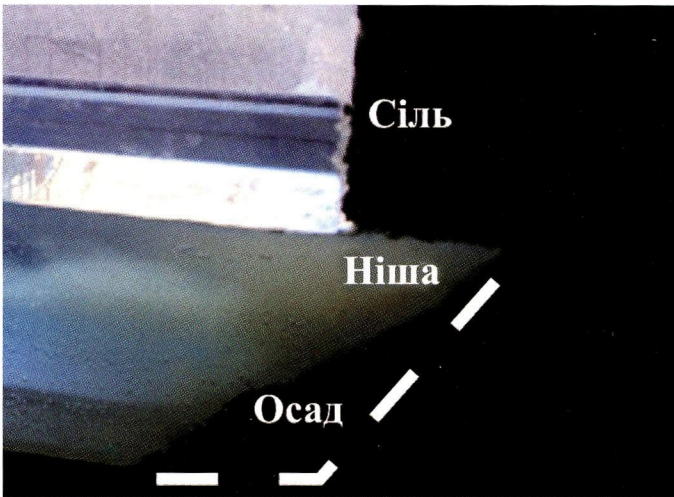
*a**б*

Рис. 3.15. Зразок руди до (*a*) і після (*б*) перебування в камері № 110

**Фізичний механізм розчинення ціликів.** Для вивчення механізму розчинення ціликів проведено численні модельні дослідження, головним висновком з яких є утворення на початково вертикальній поверхні ніші. Розчиняється тільки покрівля ніші, тоді як бічна поверхня вкривається нерозчинним осадом і тим самим захищається від подальшого руйнування.

Як підтвердило моделювання, форма ніші залежить від швидкості затоплення (рис. 3.16). За повільного затоплення, коли швидкість підняття рівня розсолу набагато менша від швидкості розчинення солі, покрівля ніші горизонтальна і збігається з рівнем розчинника. Бічна поверхня нахилена під кутом, який визначається кутом тертя між поверхнею солі й нерозчинним осадом. Цей механізм підтверджено безпосередніми спостереженнями в Домбровському кар'єрі.



**Рис. 3.16.** Утворення ніші в цілику (модель) за повільного затоплення камери

За миттєвого затоплення вертикальна поверхня розчиняється по всій висоті цілика. Нерозчинні і слабозчинні мінерали падають до підніжжя, накопичуються у вигляді призми й захищають низ від подальшого розчинення. Верхня частина розчиняється швидше за нижню, оскільки вгорі розчинник найагресивніший.

Найбільш поширеним є проміжний випадок, коли швидкість затоплення має один порядок зі швидкістю розчинення. Визначаль-

ним чинником тут є час контакту  $T$  між сіллю і розчинником, який обчислюють за формулою

$$T = (H-h)/V_n,$$

де  $H$  – глибина затопленої частини камери;  $h$  – висота призми нерозчинного осаду;  $V_n$  – швидкість підняття рівня розсолу.

Глибина ніші

$$L = V_p T,$$

де  $V_p$  – швидкість розчинення солі.

Підставивши значення  $T$ , отримаємо

$$L = V_p(H-h)/V_n.$$

З іншого боку глибина ніші

$$L = h \operatorname{ctg} f,$$

де  $f$  – кут тертя між нерозчинним осадом і поверхнею солі.

Прирівнявши ці формули, отримаємо вираз для визначення глибини ніші (рис. 3.17):

$$L = HV_p / (V_n + V_p \operatorname{tg} f).$$

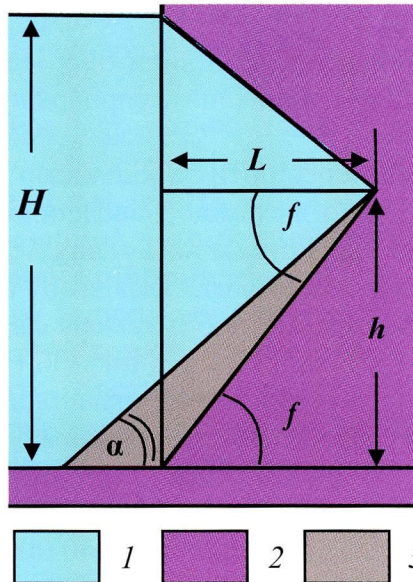


Рис. 3.17. Схема до розрахунку глибини ніші

Аналіз цієї залежності показав, що за швидкого розчинення й повільного затоплення глибина ніші найбільша, за повільного роз-

чинення і швидкого затоплення – найменша. Якщо швидкість підняття рівня дуже мала, то

$$L = H/\operatorname{tg} f,$$

тобто ніша має горизонтальну поверхню.

Оцінимо за цими формулами можливу глибину розчинення ціликів камери № 110 рудника № 2. Середня швидкість розчинення каїнітової породи в прісній воді  $V_0 = 30$  м/рік.

Для камери № 110, згідно з результатами дослідження, швидкість розчинення солі становить 1,3 м/рік, швидкість підняття рівня за фактичними даними – близько 3,6 м/рік. Кут тертя між поверхнею солі й нерозчинним осадом візьмемо таким, що дорівнює  $45^\circ$ ,  $\operatorname{tg} f = 1$ .

Станом на кінець 2010 р. рівень розсолу в камері № 110 піднявся над підосшою на висоту  $H = 16$  м. Глибина ніші  $L$  становила

$$L = HV_p / (V_{II} + V_p \operatorname{tg} f) = 16 \cdot 1,3 / (3,6 + 1,3) = 4,2 \text{ м.}$$

За незмінної концентрації розсолу в момент, коли його рівень досягне висоти камери (40 м), глибина ніші дорівнюватиме  $40 \cdot 1,3 / (3,6 + 1,3) = 10$  м.

Отже, згідно з розрахунком, цілики біля камери № 110 майже повністю розчинені, що вірогідно супроводжується обваленням стелини.

Розрахунок можна перевірити за кількістю розсолу, який пройшов через камеру. Згідно зі схемою, наведеною на рис. 3.18, вода в камеру ллється згори з дефіцитом насичення  $D$ . Вона витікає через орти в штреки, а зі штреків підіймається вгору й розподіляється по інших камерах. Вважатимемо, що в камеру № 110 потрапляє половина розсолу, який надходить у рудник. Об'єм розсолу  $W$ , накопичений у камерах, визначимо множенням площі горизонтального перетину всіх камер  $F$  на висоту затоплення  $H$ :

$$W = FH.$$

Станом на 2010 р.  $F = 130\,000$  м<sup>2</sup>,  $H = 16$  м,  $W = 2\,080\,000$  м<sup>3</sup>. За умовою, через камеру № 110 пройшло  $1\,040\,000$  м<sup>3</sup> розсолу.

Опробуванням мінералізації розсолу за глибиною встановлено, що внизу камери він ще не повністю насичений. За даними хімічного опробування, його мінералізація вгорі камери № 110 становить 350, внизу – 369 кг/м<sup>3</sup>, тобто в кожному кубометрі розчиняється 19 кг солей.

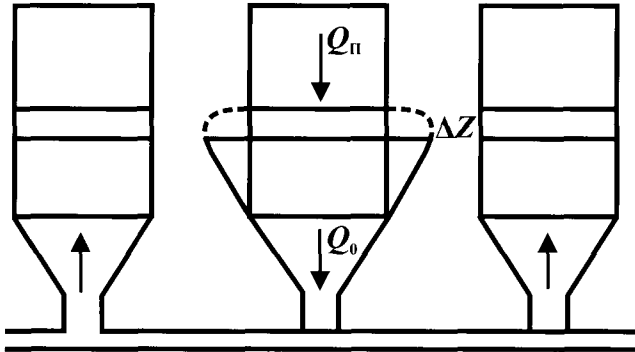


Рис. 3.18. Схема руху розсолу в камерах

Кількість розчиненої солі

$$M = WD = 1\,040\,000 \cdot 0,019 = 19\,760 \text{ т.}$$

Вміст розчинних сульфатів калію і магнію  $n = 36\%$ . Маса розчиненої руди становить 54 888 т, її об'єм за щільності  $2,2 \text{ т/м}^3$  – 24 949  $\text{м}^3$ . Оскільки розчиняються обидва цілики, об'єм ніші в одному з них дорівнюватиме половині об'єму розчиненої солі, тобто 12 474  $\text{м}^3$ . Довжина камери становить 120 м, площа поперечного перетину ніші  $F = 24\,949 : 120 = 103 \text{ м}^2$ .

Оскільки ніша має форму трикутника, її глибина дорівнює

$$L = 2F/H = 103/16 = 6,4 \text{ м.}$$

**Згідно з розрахунком, навіть якщо через камеру № 110 вливається тільки половина потоку, глибина ніш вже в 2010 р. перевищувала половину ширини ціликів.**

Через підрізання ціликів вони втрачають несівну здатність і переходять спочатку в жорстко-пластичний, а потім у піддатливий стан. У жорстко-пластичному стані цілики осідають, що супроводжується більш-менш плавними деформаціями покривної товщі й земної поверхні. Після того як коефіцієнт запасу міцності зменшиться до 1,4, цілики перейдуть у піддатливий стан і зруйнуються.

Оцінимо вірогідність підрізання ціликів для Солотвинської шахти № 9 в результаті надходження води в районі камери № 7. Швидкість розчинення галіту в прісній воді, за лабораторними даними, становить близько 5,8 м/міс, швидкість підняття рівня в шахті № 9 – близько 6 м/міс. Прийmemo кут нахилу нерозчинного осаду

таким, що дорівнює  $45^\circ$ ,  $\text{tg } f = 1$ . За повного затоплення камери прісною водою на висоту 68 м глибина ніші становитиме

$$L = HV_p / (V_{II} + V_p \text{tg } f) = 68 \cdot 5,8 / (6 + 5,8) = 33 \text{ м.}$$

Оскільки камери заповнювалися не прісною водою, а ненасиченими розсолами, глибина розчинення ціликів менша від розрахованої. Однак із цього розрахунку видно, що розчинення цілика між камерами № 7 і 6 може призвести до переходу цілика в піддатливий стан та його осідання.

Для Стебницького рудника № 2 коефіцієнт запасу міцності ціликів 1 горизонту становить 3, 2 горизонту – 2,8. Оцінимо зміни коефіцієнта запасу міцності ціликів залежно від глибини їх розчинення. Приймавши умову, що коефіцієнт запасу міцності цілика обернено пропорційний його ширині, отримуємо залежність між цими параметрами, яку представлено в табл. 3.5.

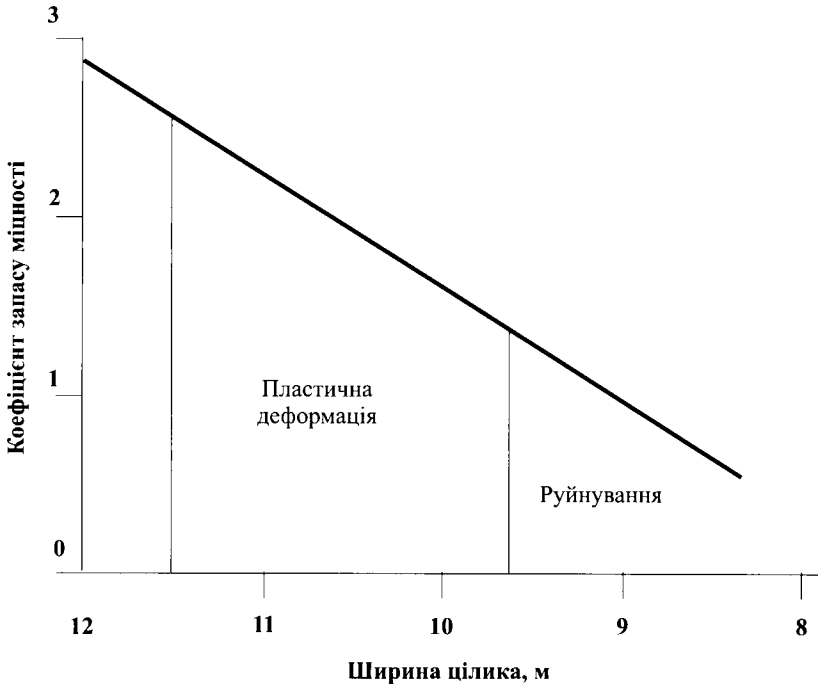
Таблиця 3.5

**Залежність коефіцієнта запасу міцності ціликів від глибини їх розчинення**

Глибина розчинення, м	Ширина цілика, м	Зменшення коефіцієнта запасу міцності, %	Коефіцієнт запасу міцності в горизонті	
			1	2
0	12	0	2,99	2,79
<b>0,5</b>	<b>11</b>	<b>11,3</b>	<b>2,66</b>	<b>2,48</b>
1	10	22,3	2,32	2,17
1,5	9	33,2	2,00	1,86
2	8	43,8	1,68	1,57
2,5	7	54,2	1,37	1,28
<b>3</b>	<b>6</b>	<b>64,2</b>	<b>1,07</b>	<b>1,00</b>
3,5	5	73,6	0,79	0,73

Результати розрахунку коефіцієнта запасу міцності цілика для 2 горизонту ілюструє рис. 3.19, з якого видно, що довготривала стійкість ціликів (запас > 2,5) збережеться тільки за умови, що глибина розчинення не перевищить 0,5 м від початкової поверхні (із зоною

тріщинуватості включно). За глибшого розчинення коефіцієнт запасу міцності стає меншим за 2,5 і цілик переходить у піддатливий стан. Якщо ширина цілика зменшується до 7–8 м, він переходить у стадію активного руйнування, тобто обвалюється.



**Рис. 3.19.** Залежність коефіцієнта запасу міцності ціликів від їх ширини

Гідрогеолог А.В. Драновська виміряла рівень розсолу 30 жовтня 2014 р. і виявила підняття рівня води за місяць на 3 м – до відмітки 135,5 м, що відповідає збільшенню об'єму затопленого простору на  $142 \cdot 3 = 436$  тис. м<sup>3</sup>. Припустимо, що приплив розсолів не змінився, а їх рівень підвищився внаслідок обвалу. Якщо прийняти приплив води сталим, то збільшення об'єму в результаті обвалу становитиме  $436 - 40,6 = 395$  тис. м<sup>3</sup>.

**Форма вивалу.** Якщо руйнуються два цілики, виникає стелина завширшки 69 м. Коефіцієнт запасу міцності покрівлі  $n$  визначають за формулою [45]

$$n = (0,45RZ)/((1 + Z/h)b^2\gamma),$$

де  $R$  – опір породи стисканню;  $Z$  – потужність покрівлі;  $h$  – потужність наносів (ГГШ);  $b$  – ширина прольоту;  $\gamma$  – щільність порід. Умовою руйнування покрівлі є  $n = 1$ . За цієї умови найбільший проліт, який витримає покрівля, дорівнює

$$b^2 = (0,45RZ^2)/(Z + h)\gamma.$$

Оцінимо величину прольоту для камер Стебницького рудника, прийнявши  $R = 82 \cdot 10^4$  кг/м<sup>2</sup>,  $Z = 100$  м,  $h = 70$  м,  $\gamma = 2200$  кг/м<sup>3</sup>. У результаті отримуємо  $b = 99$  м. Покрівля такої ширини може утримуватися пласкою.

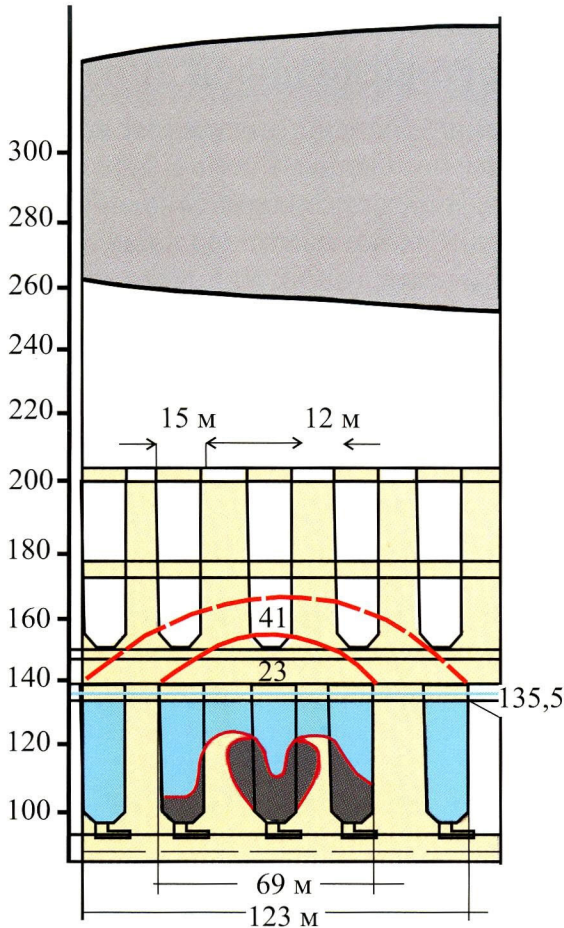
В разі руйнування двох ціликів ширина стелини становить 69 м, тобто вона може залишатися стійкою. Це підтверджується тим, що в луговнях на руднику № 1 у камерах вилуговування є плоскі стелини діаметром до 100 м.

Після руйнування двох ціликів, сусідніх із камерою, куди ллється ненасичений розсіл, останній вільно перетікає в найближчі камери, що призводить до підрізання наступних двох ціликів. У результаті ширина стелини досягає вже 123 м. Після цього стелина вивалюється й утворюється склепіння, висота якого становить третину від ширини (41 м).

Площа вертикального перетину вивалу дорівнює площі сегмента  $F = 2h^2 = 2 \cdot 41^2 = 3362$  м<sup>2</sup>. Якщо довжина вивалу така ж, як і довжина камер (120 м), то об'єм вивалу досягає  $3362 \cdot 120 = 403$  тис. м<sup>3</sup>, що відповідає прирощенню об'єму затопленого простору в результаті обвалу (рис. 3.20).

Отже, розрахунки доводять вірогідність різкого підвищення рівня розсолу внаслідок обвалу чотирьох ціликів. Вірогідно, це цілики блоків № 110–115.

Отримані висновки можна перевірити, скориставшись даними про затоплення рудника в межах стелини між 2 і 1 горизонтами. За підрахунками геологічної служби, площа горизонтальної проекції виробок (камер 2 горизонту, які виходять за межі стелини) становить 8900 м<sup>2</sup>. Якби іншого простору не було, то рівень води за водоприпливу 1330 м<sup>3</sup>/доба підіймався б зі швидкістю  $1330 : 8900 = 0,15$  м/доба. Фактично рівень води за 6 діб спостережень підвищився на 0,27 м, що становить 0,045 м/доба, звідки площа простору, що затоплюється, дорівнює  $1330 : 0,045 = 29\,500$  м<sup>2</sup>.



**Рис. 3.20.** Схема до розрахунку об'єму вивалу

За наступні 15 діб рівень води піднявся на 1 м, що становить 0,067 м/доба, а площа затоплюваного простору зменшилась до  $1330 : 0,067 = 19\ 850\ \text{м}^2$ . Віднявши від отриманих результатів площу камер, дістанемо середню площу горизонтальної проекції склепіння для першого періоду спостереження 20 600, для другого – 10 950  $\text{м}^2$ .

За довжини вивалу 120 м його ширина становить для першого періоду спостережень  $20\ 600 : 120 = 171\ \text{м}$ , для другого –  $10\ 950 : 120 = 91\ \text{м}$ , у середньому – 132 м, що відповідає обвалу чотирьох ціликів.

### 3.4. Деформації земної поверхні над карстовими порожнинами

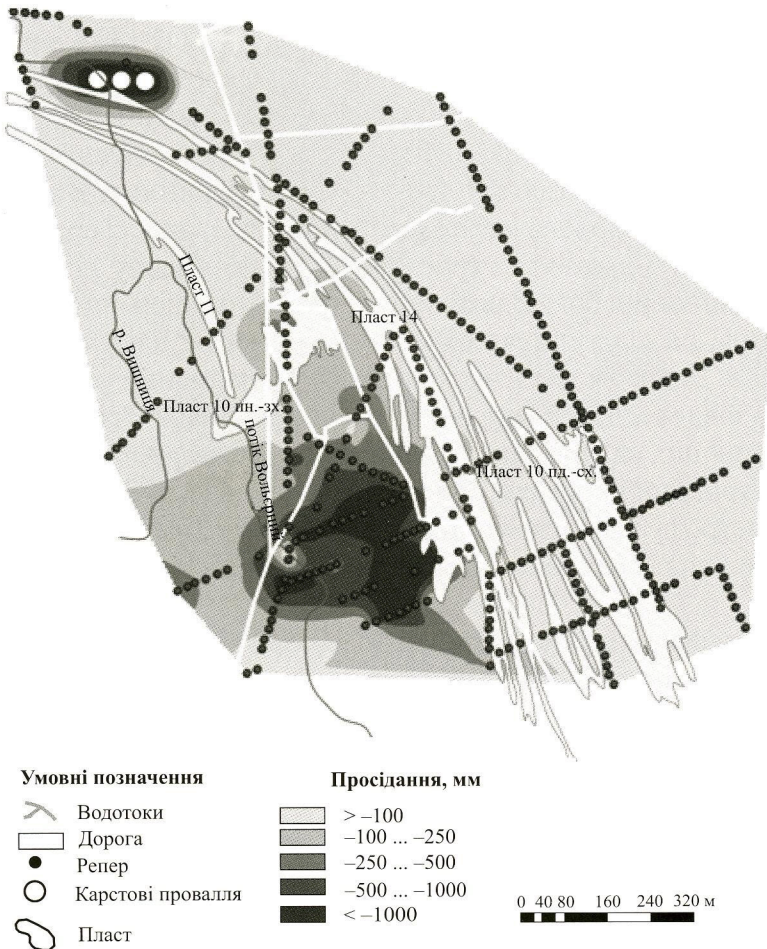
Розробка соляних родовищ підземним способом супроводжується просіданням (зміщенням) земної поверхні. Головною причиною просідання є розвиток карстових процесів. Розглянемо ці явища на прикладі Стебницького родовища. Тут експлуатувались два рудники. На сьогодні рудник № 1 знаходиться у стані сухої консервації, очікується відновлення його роботи. Рудник № 2 визнаний аварійним, його затоплюють. На обох рудниках застосовували камерну систему розробки. Для запобігання прориву води видобувні виробки розміщені на 50–60 м глибше від покрівлі соленосних відкладів. На обох рудниках ставалися прориви розсолу, обумовлені виходом виробок або свердловин за межі захисної стелини. Найбільшу проблему створює прорив розсолу у камеру № 115 на пласті № 10 рудника № 2, який розпочався в 1978 р. Для перехоплення потоку у водозахисній стелині споруджено дренажний горизонт. Звідти розсоли відкачували на поверхню. З 2002 р. відкачування припинено. Частина розсолу надходить на дренажний горизонт і звідти стікає у видобувні камери, інша частина – припливає безпосередньо в камери.

На руднику № 1 також ставалися неодноразові прориви води. Проблеми деформацій гірничого масиву й земної поверхні внаслідок осідання ціликів вивчали Р.С. Пермяков, М.П. Бельди, В.С. Романов [29]. На калійних рудниках Стебника коефіцієнт запасу міцності ціликів як правило  $> 2,5$ , цілики належать до жорстких. На основі результатів досліджень Всесоюзного науково-дослідного інституту галургії (ВНДІГ) розроблено низку нормативних документів з вибору заходів охорони об'єктів на територіях, підпрацьованих калійними рудниками [26]. В основу прогнозних розрахунків покладено теоретичну модель мульди зсуву, яка характеризується граничними кутами зсуву. Для Стебницького родовища рекомендовано кут зсуву  $65^\circ$ . Ця модель в умовах калійних рудників Передкарпаття не підтверджена.

Деякі результати спостережень за деформаціями земної поверхні в зоні впливу Калуських калійних рудників наведено в праці [17]. Встановлено, що зміщення поверхні незначне і не створює загрози

для промислових і житлових об'єктів. Механізм деформацій у цій праці не висвітлений. Закономірності деформацій земної поверхні внаслідок розвитку соляного карсту вивчені слабо. Найінформативнішою є праця Г.В. Короткевича [14], однак специфіка карсту на калійних родовищах у ній не відображена.

**Результати спостережень.** За аналізом даних маркшейдерських вимірювань у зоні гірничого відводу рудників виявлено кілька зон просідання поверхні. Найбільша з них знаходиться над виробками рудника № 2 (рис. 3.21).



**Рис. 3.21.** Карта сумарних просідань земної поверхні над рудником № 2

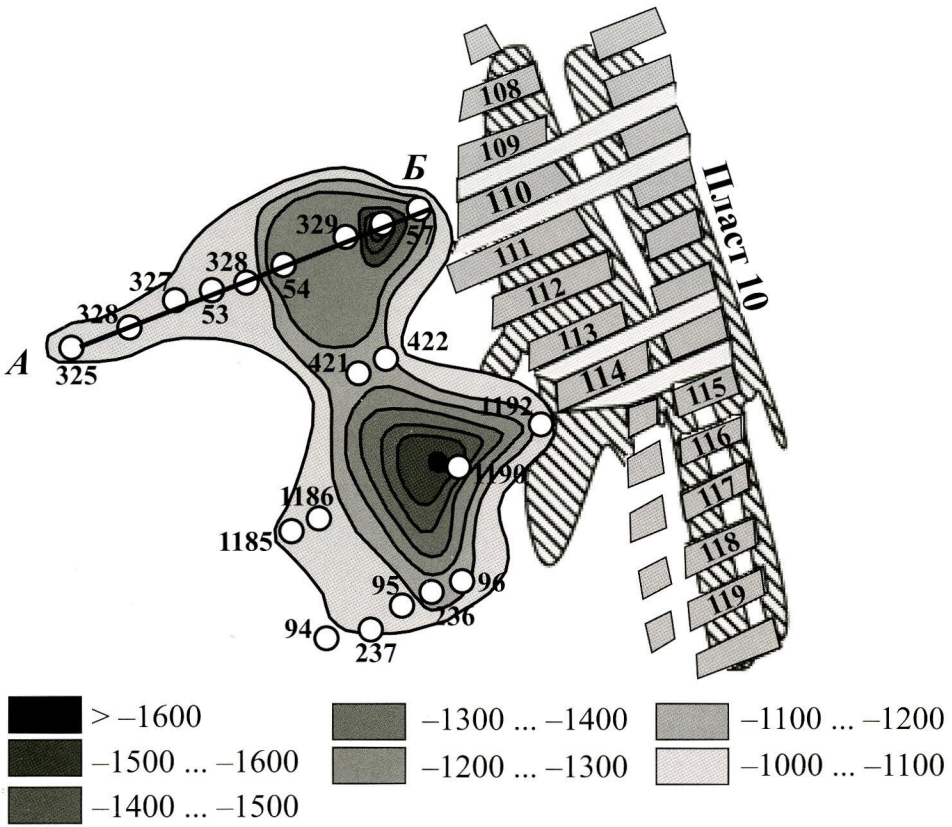
Як видно з карти, на фоні загального зниження поверхні спостерігаються дві локальні мульди просідання: одна над виробками дренажного горизонту, друга – в долині р. Вишниця. Сумарне просідання в першій мульді перевищує 1,2 м, вона простягається на захід уздовж рудних пластів у напрямку долини р. Вишниця. Мульда в долині обмежена глибокими тріщинами, в її центрі утворилася низка провалів. Найбільшим був провал № 20, який досягав розміру по верху 45×58 м і глибини 20 м.

На детальній карті мульди просідання над дренажним горизонтом у районі залягання пласта № 10 (рис. 3.22) чітко видно два пониження поверхні. Вони наближені до камер № 110 і 114, в які переливається розсіл із дренажного горизонту. Окрема зона просідання знаходиться в долині потоку Вольєрного, на перетині з дорогою.

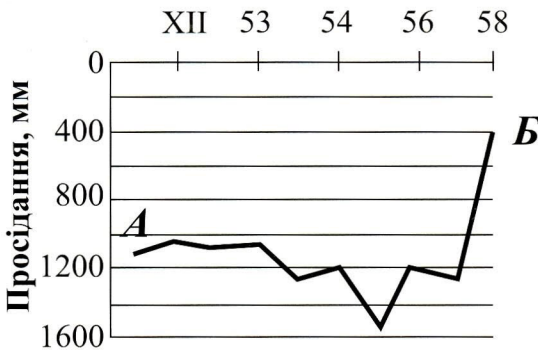
Причини і механізм просідання поверхні встановлені на основі інформації про рух розсолу в надсольовому горизонті. В зоні впливу рудника № 2 створена мережа гідроспостережних свердловин. Як видно з карти гідроізоп'єз (рис. 3.23), потік розсолу спрямований до дренажних виробок. Навколо них частина розсільного горизонту здренована, розсіл тут тече окремими потоками, врізаними в соляний масив. Депресія витягнута на захід, у бік долини р. Вишниця, а також на південь, де в її верхів'ї знаходиться ставок. Згідно з даними гідрометричних вимірювань, значна частина стоку річки поглинається через тріщини і провали. В жовтні 2009 р. весь потік пішов у провал. Катастрофу вдалося зупинити насипанням тимчасової греблі.

Аналогічна картина спостерігалась у районі прориву води в рудник № 1.

Отже, деформації земної поверхні в зонах впливу калійних рудників можуть бути обумовлені дією двох чинників: осіданням ціликів і розвитком соляного карсту. Однак, згідно з результатами спостережень, просідання над гірничими виробками в місцях, де водоприпливів не було, відсутнє або не перевищує 20 мм за 30 років. Це підтверджує висновок авторів праці [29], що за коефіцієнта запасу міцності  $> 2,5$  міжкамерні цілики жорсткі й зберігають стійкість необмежено тривалий час. Деформації поверхні, спричинені стисканням ціликів, не створюють небезпеки для споруд і комунікацій. На соляних і калійних рудниках України коефіцієнт запасу міцності ціликів як правило  $> 3$ , що забезпечує стійкість ціликів на сотні років.

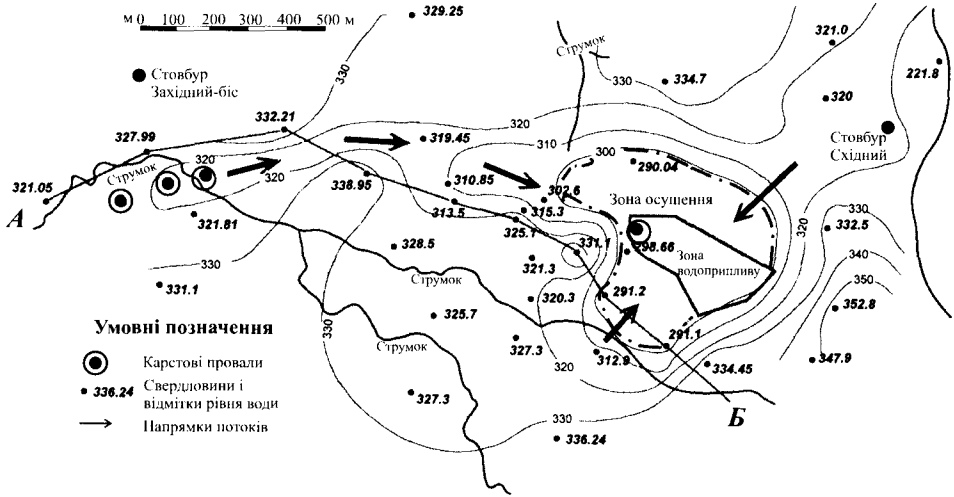


*a*



*б*

Рис. 3.22. Деталізована карта (а) та профіль сумарного просідання (б) земної поверхні в районі камер № 110 і 114



**Рис. 3.23. Карта ізоп'єз розсільного горизонту в зоні впливу рудника № 2**

Істотні деформації поверхні виникають у разі прориву води у вироблений простір. Рух флюїдів та утворення карстових каналів у надсолітовому водоносному горизонті здійснюються переважно вздовж найвищих відміток покрівлі соленосних порід. На ділянці живлення солі інтенсивно розчиняються прісною водою, що супроводжується провалами поверхні. На ділянці транзиту карстовий процес згасає, деформації поверхні невеликі. В місці розвантаження розчинення солей знову інтенсифікується, формуються мульди просідання. небезпека зростає зі зменшенням відстані між зоною живлення і місцем розвантаження в гірничі виробки. Після ліквідації розсолотприпливів карстовий процес припиняється і поверхня стабілізується.

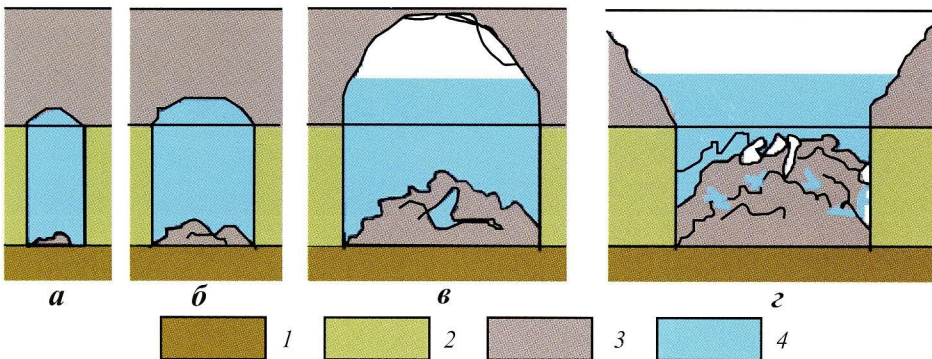
## Розділ 4

## КАРСТОВІ ПРОВАЛИ

## 4.1. Фізичний механізм карстових провалів

Провали є останньою фазою деформацій поверхні над карстовими порожнинами. Автори праці [20] виділили чотири типи механізмів карстових провалів: гравітаційний, суфозійний, гравітаційно-суфозійний і суфозійно-гравітаційний. Однак, оскільки гравітаційний чинник наявний за будь-яких деформацій, правильніше розрізняти провальний і суфозійний механізми, адже в обох випадках діють сили гравітації. Механізм карстових провалів залежить від геологічної будови порід, що вкривають розчинні породи.

**За скельної або напівскельної покрівлі** (вапняк, мергель, щільна глина) карстова порожнина, яка розширюється з часом, досягає розмірів, коли в покрівлі під вагою налягаючих порід виникають тріщини, утворюється склепіння рівноваги (рис. 4.1). У міру подальшого розширення тріщини вершина склепіння досягає поверхні й утворюється провалля з навислими стінками. З часом провалля виположується, формуються лійки з кутом природного схилу порід. Провали можуть бути ініційовані не тільки розширенням карстової порожнини, а й зниженням рівня води в карстовому водоносному горизонті, що призводить до зростання геостатичного тиску.



**Рис. 4.1.** Стадії розвитку (а–г) карстового провалу за скельної покрівлі:

1 – підстелююча порода; 2 – розчинна порода; 3 – покривка; 4 – вода

Радіус каверни  $R$ , за якого покрівля втрачає стійкість, визначають за емпіричною формулою [40]

$$R = (H-S)f / [(1-n)\gamma + n],$$

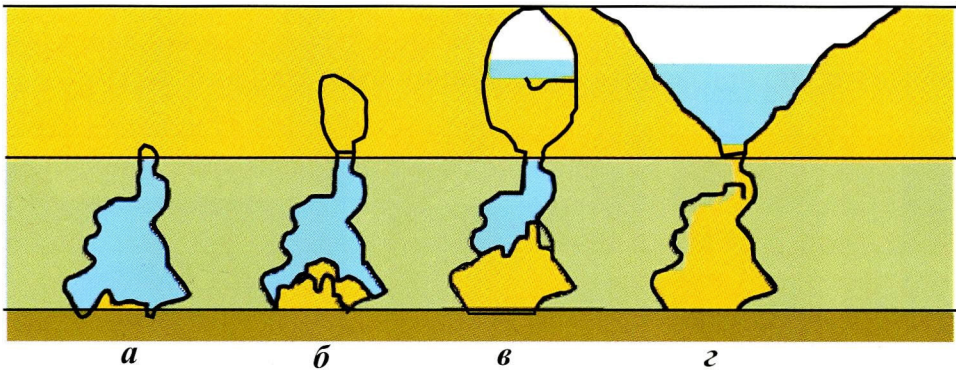
де  $H$  – напір води над покрівлею;  $S$  – зниження напору при відкачуванні гідросуміші;  $f$  – коефіцієнт міцності породи за М.М. Протодьяконовим;  $n$  – пористість порід покрівлі;  $\gamma$  – відносна щільність порід покрівлі.

За радіусом порожнини  $R$  можна оцінити розмір провалля на рівні земної поверхні  $R_1$ :

$$R_1 = R + M \operatorname{tg} \alpha,$$

де  $M$  – потужність покривних порід;  $\alpha$  – кут природного укосу.

**Якщо покрівля нестійка** (пісок, супісок), провал відбувається за суфозійним сценарієм (рис. 4.2). Навіть за невеликого розміру карстового каналу за наявності різниці напорів води в карстовому горизонті і в покривних відкладах розпочинається винос покривної породи. В ній утворюється ядро текучості, яке з часом збільшується. В ядрі текучості пісок перебуває в гранично розпушеному стані. Це триває до моменту досягнення куполом ядра земної поверхні, після чого утворюється провал з навислими стінками. Далі стінки провалу обвалюються й утворюють лійку.



**Рис. 4.2.** Стадії розвитку (а–г) карстового провалу за суфозійним сценарієм

Суфозія настає вслід за розчиненням і приводить до самозаліковування порожнин. Однак у місцях контакту заповнювача з розчинною породою розчинення триває, тож через деякий час суфозія ви-

никає знову. Так створюються карстові поля в долинах, де покривні глини повністю розмиті.

Максимальний радіус карстової лійки визначають за формулою

$$R_1 = M \operatorname{tg} \alpha.$$

Дуже часто покривні породи складаються з нижнього напів-скельного і верхнього пухкого шарів. У такому разі спочатку розвивається провал у нижньому шарі, а потім починається суфозія породи з верхнього шару.

Залежно від співвідношення розмірів карстової порожнини й потужності покривних пухких порід провал буває завершеним або незавершеним. Останній виникає в тому разі, коли породи верхнього шару повністю заповнюють карстову порожнину. Якщо радіус лійки менший, ніж визначений за наведеними формулами, то формування провалу не завершено.

Розвиток карстових провалів може ускладнюватися зсувними процесами, які виникають на схилах долин. Якщо поверхня розчинних порід нахилена в бік долини, виникає зсув або обвал порід по їх поверхні. В тильному шві зсуву утворюються відкриті тріщини розтягу. Цими тріщинами до розчинних порід надходить вода, що супроводжується утворенням карстових каналів, суфозією і провалами.

Викладені уявлення щодо механізму деформацій дають можливість визначити природні чинники, від яких залежить стійкість території. Очевидно, що в долинах, де гіпсоангідрити не захищені глиною від розчинення, відбувається безперервна суфозія, розвиваються карстові поля.

## 4.2. Прогнозування карстових провалів

Розкриття механізму карстових провалів дає змогу оконтурити провальні-небезпечні ділянки на основі вивчення геологічної будови і гідрогеологічних умов. Перші спроби розрахунку небезпеки провалів [4] спирались на детерміновані розрахункові моделі, в яких карстові порожнини уподібнювались гірничим виробкам. Вирішувалось завдання визначення максимально стійкого прольоту, після перевищення якого виникав обвал покривних порід. Для цього використовували загальновідомі напівемпіричні формули геомеханіки.

За численними даними натурних спостережень та фізичним моделюванням удалось уточнити розрахункові формули. В.П. Хоменко [42] у запропонованій ним формулі для двошарової покрівлі, яка складалася з глини і піску, врахував протитиск води, що заповнювала карстову порожнину:

$$R = 1,43[(M_r C / (M_r \gamma_r - M_n \gamma_n - H \gamma_b))]^{0,5},$$

де  $M_r$  – потужність глини в покрівлі;  $M_n$  – потужність шару піску;  $\gamma_r$ ,  $\gamma_n$ ,  $\gamma_b$  – щільності відповідно глини, піску і води;  $C$  – показник зчеплення глини;  $H$  – напір води карстового горизонту.

А.М. Гайдін [6] додав до цієї розрахункової моделі показники, що відображають наявність води у водоносному горизонті четвертинних відкладів. Формула для оцінювання максимального радіусу порожнини  $r$  набула вигляду (див. рис. 4.1):

$$R = (2M_r C) / [\gamma_r M_r + \gamma_n (1-n) M_n + \gamma_b n h - \gamma_b H],$$

де  $n$  – пористість піску;  $h$  – потужність водоносного горизонту ґрунтових вод;  $H$  – напір води карстового горизонту над підшовою покривних порід.

В.М. Кутепов [20] запропонував оцінювати можливість провалу за коефіцієнтом стійкості, який дорівнює відношенню утримувальних сил до зрушувальних. Він вивів низку формул для різноманітних випадків будови покриваючої товщі з урахуванням гідрогеологічних чинників. У розрахункові формули обов'язково входить розмір карстових порожнин. Цінність цього підходу полягає в тому, що він дає змогу виявити вплив природних чинників, які визначають стійкість. Наприклад, з останньої формули видно, що зниження рівня води в карстовому горизонті або підвищення рівня води в піску збільшує загрозу обвалів. За цими формулами можна оцінити небезпеку провалу, якщо розміри порожнини відомі. Однак практично параметри карстових порожнин не встановлені.

Для визначення впливу різноманітних чинників на карстовий процес проведено статистичний аналіз фактичного матеріалу. І.А. Саваренський та ін. [5] розраховували коефіцієнти кореляції між показниками поверхневого прояву та природними чинниками. Встановлено, що найінформативнішим показником поверхневих проявів є об'єм ям. Найвпливовішими природними чинниками є потужність покривних напівскельних порід і пухких четвертинних відкладів.

Для характеристики небезпеки провалля застосовують метод екстраполяції. І.А. Саваренський [37] запропонував показник середньорічної уражуваності території:

$$K = A/Bt,$$

де  $A$  – сумарна площа провалів;  $B$  – площа ділянки;  $t$  – час (роки).

Допустивши, що процес деформацій відбувається рівномірно в часі і просторі, а місце провалу є випадковим, отримаємо, що уражуваність відповідає вірогідності деформації.

За наявності даних щодо інтенсивності провалів у минулому за показником уражуваності можна прогнозувати ступінь карстової небезпеки для однорідного інженерно-геологічного елемента. Однак у разі техногенних змін природної обстановки цей метод непридатний.

**Метод аналогії.** Метод базується на принципі актуалізму. Для геодинамічних процесів його теоретично обґрунтував Л.Б. Розовський [35]. Згідно із законом подібності, в подібних геологічних умовах відбуваються подібні геодинамічні процеси. Щоб оцінити можливість якогось явища на деякій території, треба вивчити подібну ділянку, на якій це явище вже спостерігалось, а потім порівняти геологічні умови. При цьому оцінювана ділянка є об'єктом прогнозування, а вивчена ділянка слугує моделлю.

Проте в природі немає двох однакових ділянок. Щоб спростити завдання, треба відкинути другорядні чинники і порівнювати тільки важливі. Оцінити вплив різних чинників можна методом статистики, за показниками кореляції, а також аналітичним. І все ж навіть за врахування невеликого числа чинників знайти ідентичні ділянки практично не вдається.

За Л.Б. Розовським, цю проблему можна вирішити, згрупувавши чинники в комплекси або критерії, що дасть змогу замість величин окремих чинників порівнювати їх співвідношення. Для оцінювання вірогідності провалу за методом аналогії А.М. Гайдін запропонував критерій  $K$ , виведений з умови рівноваги між силами зсуву та утримування. Ступінь небезпеки провалу зростає із збільшенням цього критерію. Для двохшарового розрізу покривних порід, де над гіпсом залягає глина, а вище – пісок

$$K = (1/M_1)(2M_{II} + 0,25h - H).$$

З цієї формули видно, що вірогідність провалу зростає прямо пропорційно потужності шару піску і рівню води в ньому і зменшується зі збільшенням потужності шару глини і напору води в карстовому горизонті. Підвищення рівня води в четвертинних відкладах збільшує ймовірність провалу, однак коефіцієнт 0,25 вказує, що цей чинник впливає в 4 рази слабкіше, ніж напір води в карстовому горизонті. Зате потужність четвертинних відкладів – чинник найвпливовіший, адже перед ним стоїть коефіцієнт 2. Якщо  $M_r$  наближається до нуля, провальний механізм змінюється на суфозійний. За  $H \approx 0$  небезпека провалу найбільша.

Щоб скористатися методом аналогії, механічні властивості покривних порід на порівнюваних ділянках мають бути однаковими. За цим методом можна прогнозувати карстову небезпеку з урахуванням змін гідрогеологічних умов унаслідок осушення гірничих виробок, коли зменшується напір карстових вод, або будівництва гідротехнічних споруд, коли підвищується рівень ґрунтових вод. Майбутні зміни потужності горизонту ґрунтових вод і напорів води карстового горизонту можна розрахувати заздалегідь відомими в гідродинаміці методами.

### 4.3. Методика карстологічних досліджень

Досвід проведення карстологічних досліджень на територіях, де розвинені гіпсоангідрити, вказує на необхідність комплексного підходу, що спирається перш за все на знання геологічної будови. Для деталізації геологічного розрізу доцільно застосовувати геофізику. Порівняно з глинистими породами гіпсоангідрити характеризуються високим електричним опором, тому глибину їх залягання можна визначити електропрофілюванням. Профілюванням за 2–3 рознесені електродів встановлюють глибину покрівлі й підшови глинистої товщі.

Рельєф гіпсоангідритів визначають також методом сейсморозвідки із застосуванням детонаторів для створення сейсмічного імпульсу. Перевага цього методу полягає в тому, що на результати не впливають завади, пов'язані із забудовою, мережами електропостачання, водогонами тощо. Лінії геофізичних ходів доцільно проектувати на основі карти рельєфу покрівлі гіпсоангідритів. **Щільність**

точок опробування необхідно збільшувати на ділянках примикання до місць виклинювання гіпсоангідритової товщі.

На території поширення гіпсоангідритів під впливом осушення утворюються ділянки безнапірного руху підземних вод. Зменшення потужності потоку приводить до збільшення швидкості фільтрації води і локалізації розчинення гіпсів. Заповнення карстових порожнин повітрям змінює електричні властивості масиву, тому інформативність геофізичних методів на цих ділянках зростає. Зміна електричного опору порівняно з попередніми вимірами, проведеними у водонасиченому масиві, вказує на наявність карстових порожнин.

**Гідрометричні дослідження.** Щоб визначити місце розчинення гіпсів, потрібно виявити ділянки поглинання поверхневого стоку, вище і нижче від місця поглинання (карстового поля) виміряти рівень і витрати води в річці й за різницею визначити характеристики живлення. Ці роботи потрібно проводити в меженний період, коли витрата води в поверхневих потоках мінімальна.

Для визначення розподілу напорів карстових і ґрунтових вод слід використовувати мережу гідроспостережних свердловин, при проектуванні мережі яких промені свердловин орієнтували вздовж напрямку підземного потоку.

Карти ізоп'єз будують за допомогою комп'ютерного моделювання шляхом вирішення оберненого завдання. Уточнену модель використовують для прогнозу розвитку депресійної лійки під впливом гірничих робіт і водозаборів.

Інтенсивність карстового процесу кількісно оцінюють за результатами гідрохімічних досліджень і розрахунків. На основі гідродинамічної і гідрохімічної карт можна побудувати карту інтенсивності розчинення гіпсу і спрогнозувати розширення карстових порожнин. Для прямого визначення швидкості розчинення гіпсоангідритів доцільно застосувати спосіб, за якого у свердловини опускають зразки з відомими розмірами і масою. Зразки періодично зважують і обчислюють швидкість їх розчинення.

Провали, як відомо, відбуваються дуже швидко і встановити динаміку їх розвитку геодезичними методами практично неможливо. Однак їх часто випереджує пониження поверхні. На зовнішньому контурі понижень унаслідок напружень розтягу виникають тріщини, підвищуються пористість і вологість ґрунту. Ослаблені зони

чітко визначають гравіметричним методом, який добре реагує на зменшення щільності порід у місці розривів. Дуже ефективним вважають також метод дослідження варіацій природного імпульсного електромагнітного поля Землі (ПЕМПЗ), що ґрунтується на реєстрації випромінювань, обумовлених п'єзоелектричними ефектами, процесами в подвійному електричному шарі навколо часточок, а також дифузійним і фільтраційним масоперенесенням. Однак застосування цього методу на забудованих територіях неможливе.

Для встановлення площинних деформацій організують мережу реперів. Як репери можна використовувати обсадні колони свердловин гідропостережної мережі, а також марки на будинках і спорудах.

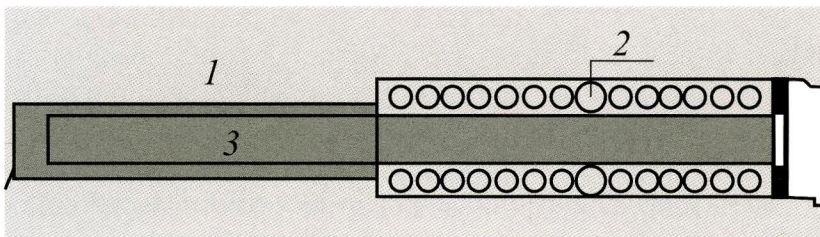
## Розділ 5

# Боротьба з карстовою небезпекою

### 5.1. Досвід боротьби з проривами води в соляні шахти

Причиною проривів води в соляні шахти здебільшого є вихід гірничих виробок або свердловин за межі соляного тіла, в зону вилуговування на контакт з ГГШ або бічними породами.

У серпні 1958 р. під час проходки квершлягу № 99 поблизу всячого боку пласта калійних солей було розкрито контакт соленосних брекчій із ГГШ. Дебіт витoku поступово збільшився від 0,816 до 5,76 м<sup>3</sup>/доба. В перші дві доби склад розсолів був сульфатно-хлоридний натрієво-магнієвий, а потім сульфатно-хлоридний магнієво-натрієвий. Мінералізація розсолів змінювалась у межах 397–421 г/дм<sup>3</sup>. З наростанням припливу вміст хлоридів магнію зменшився від 58 до 1 г/дм<sup>3</sup>, а хлоридів натрію збільшився від 141 до 239 г/дм<sup>3</sup>. На початку 1959 р. витік ліквідували, встановивши в шпурах спеціальні ущільнювачі (рис. 5.1). Для цього свердловину, діаметр якої становив 60 мм, розширили до 120 мм на глибину 2 м. В свердловину вставили трубу із фланцем з намотаною на неї конопляною мотузкою, що слугувала сальником. Далі за допомогою домкрата трубу затиснули в свердловину, після чого розсіл почав виходити вже із труби. Потім у трубу закачали цементний розчин і закрили засувку.

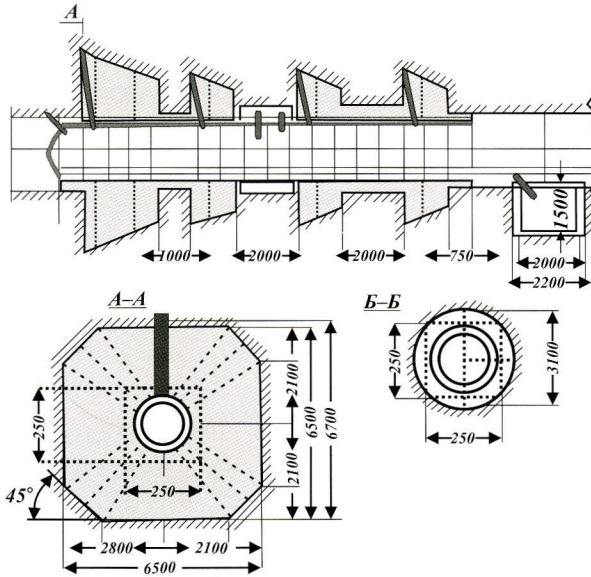


**Рис. 5.1.** Герметизація гирла випереджувальної свердловини:  
1 – сіль; 2 – сальник; 3 – труба, заповнена бетоном

Наприкінці 1990-х років та у 2000–2004 рр. у квершлагу сталося кілька проривів надсолевих вод, що спричинили часткове затоплення виробок. Протягом 2003 р. водоприплив змінювався від 280 до 1400 м<sup>3</sup>/доба. Було виявлено, що в рудник надходить потік поверхневих вод із озера Болонья, яке знаходилось за 900 м від місця витоку в квершлаг 99/в. На березі ставка утворився провал (№ 19) площею 25×30 м, завглибшки до 5 м. Рівень води в провалі поступово знизився до глибини 4–4,5 м й одночасно водоприплив у квершлаг 99/в зменшився до 250–350 м<sup>3</sup>/доба. Об'єм розсолів, що витекли в квершлаг 99/в з 1997 р., сягнув 366 700 м<sup>3</sup>.

Карстовий провал було ліквідовано після засипання 311 м<sup>3</sup> глинисто-цементної суміші і 942 м<sup>3</sup> глин. У подальшому витік у квершлаг 99/в активізувався до 150–230 м<sup>3</sup>/доба. На північно-західному березі озера Болонья утворився новий карстовий провал № 21 площею 9×6 м і завглибшки до 4 м. Його було відразу ліквідовано закладанням 150 м<sup>3</sup> глини. З метою припинення водоприпливів було побудовано гідроізоляційну перемичку.

За участю спеціалістів рудника, зокрема інженера Й.П. Драновського, було сконструйовано перемичку, яка надійно гідроізолювала виробки (рис. 5.2). Біля місця витоку облаштували тимчасовий зумпф і поріг, у який була вставлена труба для відведення розсолу за межі зони спорудження перемички, де знаходились зумпф і насос. Далі виробку розширили, утворивши кільцевий вруб завглибшки 0,5–0,6 м. Після цього в розширену частину виробки вставили трубу діаметром 1900 мм із товщиною стінки 12 мм з фланцями, діаметр яких дорівнював діаметру врубу. У простір між трубою і стінками виробки закачали цементний розчин через кілька вварених патрубків. Кришку діаметром 800 мм встановили на 12 болтах, а потім ізсередини закріпили зварним швом і балками. Для кінцевої герметизації в спеціально залишені щілини між сіллю і бетоном подавали полімерний ущільнювач на основі поліакриламідю. Останнім часом як герметик застосовують солідол (рис. 5.3). Після спорудження перемички трубу, через яку випускали розсіл, заповнили цементним розчином. Спеціалісти «Белгорхімпром» запропонували спосіб запобігання розчиненню тріщин викристалізовуванням солей з насиченого розсолу за допомогою висолювального агента.



**Рис. 5.2. Конструкція гідроізоляційної перемички**



**Рис. 5.3. Опресовка гідроізоляційної перемички**

Розсіл із шахти скидали у хвостосховище до січня 2002 р. Після прийняття рішення про консервацію шахти було створено систему

скиду води з дренажних горизонтів у виробки 3 і 4 горизонтів. На початку 2006 р. нижні горизонти були затоплені. Система перепуску розсолів вийшла з ладу й агресивні флюїди з дренажного горизонту стікали ухилами і промитими каналами у виробки 2 горизонту.

Водоприплив у рудник продовжував зростати, причиною цього стали провали в долині р. Вишниця, що встановлено гідрометричними вимірюваннями. Склалася дуже небезпечна ситуація. В районі стовбура «Західний-біс» у долині р. Вишниця просідання земної поверхні супроводжувалося провалами й розривами. Сумарне пониження земної поверхні досягло 1,5 м. По межі осідання в долині утворилася тріщина завширшки до 1 м і завглибшки до 3 м, уздовж якої поверхня зміщена приблизно на 1,5 м. Утворилася низка провалів, які об'єдналися в озеро. Загальна довжина деформованої частини досягла 237 м. Ширина озера від 28 до 40 м, довжина – 190 м. Карстовий провал № 20 розширився по верху до 45×58 м.

За запропонованими нами методами розраховано вірогідні об'єм і форма карстового каналу за даними щодо розчинності солей, величиною водоприпливу, швидкістю розчинення.

Об'єм порожнин, які утворюються в результаті руху води від джерел живлення до гірничих виробок, визначається розчинністю солі і дебітом припливу. Для галіту розчинність становить близько 310 кг/м<sup>3</sup>. Щільність солі 2,1 т/м<sup>3</sup>, отже, кожен кубометр води розчиняє 0,15 м<sup>3</sup> солі. Концентрація розчину, рівноважного з калійною рудою, досягає 420 кг/м<sup>3</sup> або 0,2 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>.

Швидкість утворення порожнин визначається величиною водоприпливу. На Стебницькому руднику № 2 дебіт розсолів із мінералізацією 310 г/дм<sup>3</sup>, які уловлюються на дренажному горизонті (за винятком слабосолоної води з кепроку) становить 320 тис. м<sup>3</sup>/рік, винос солей –  $320 \cdot 0,15 = 48$  тис. м<sup>3</sup>/рік. Станом на кінець 2008 р. загальна кількість води, що надійшла у шахту з 1978 р., досягла 7,5 млн м<sup>3</sup>. Всього вже розчинено близько 1 млн м<sup>3</sup> солей. Відстань від зони живлення потоку до розвантаження в дренажні виробки становить 1,5 км. Якщо карстова порожнина має таку ж довжину, то площа її перетину становить близько 700 м<sup>2</sup>.

Глибина карстового каналу вірогідно відповідає базису ерозії – різниці рівнів між зонами живлення і розвантаження, що дорівнює 50 м. Розділивши об'єм розчинених солей на значення довжини і

глибини каналу, дістанемо його ширину, яка становить 15 м. Цей канал частково розкритий виробками і задокументований геологічною службою (рис. 5.4). За 2008 р. у шахту надійшло 533 тис. м<sup>3</sup> води, яка винесла 80 тис. м<sup>3</sup> солей. Швидкість просування каналу до місця живлення дорівнює об'єму розчиненої солі, поділеному на площу перерізу:  $80\,000 : 700 = 114$  м.



**Рис. 5.4. Щілиноподібна карстова порожнина в Стебницькому руднику № 2**

Швидкість росту каналу можна оцінити також гідравлічним способом за даними щодо збільшення припливу в часі. Згідно з картою ізоп'єз (див. рис. 3.23), над місцем прориву вод у рудник сформувалась депресія напорів підземних вод, витягнута з південного сходу на північний захід уздовж простягання рудних покладів. Форма п'єзометричної поверхні відображає поширення карстових порожнин, які розвиваються вздовж покладів руди. Потік води від місця живлення – річки Вишниця до межі напірного режиму (місця впадання води у карстовий канал) є пластом-смугою.

Витрата потоку  $Q_0$  на початку процесу карстоутворення становила

$$Q_0 = kmSB/L,$$

де  $km$  – водопровідність;  $S$  – різниця напорів водоносного горизонту між ділянками живлення і розвантаження;  $B$  – ширина потоку;

$L$  – довжина напірного потоку – відстань між ділянками живлення і розвантаження (від р. Вишниця до місця витоку води в шахті).

Ця відстань скорочується внаслідок розчинення солей і в наступні періоди приплив описується формулою

$$Q = kmSB/x,$$

де  $x$  – змінна довжина напірного потоку.

За відомими змінами припливу і початкової відстані між ділянками живлення і розвантаження можна визначити положення місця розвантаження в будь-який період часу. На Стебницькому руднику № 2 у 1984 р. довжина потоку  $L$  становила 1500 м, приплив  $Q_0 = 139$  тис. м<sup>3</sup>/рік, у 2007 р. –  $Q = 420$  тис. м<sup>3</sup>/рік. Припустивши, що параметри пласта в напірній зоні незмінні й розділивши перше рівняння на друге, отримаємо –  $Q_0/Q = x/L$ ;

$$x = LQ_0/Q,$$

звідки довжина ділянки напірного потоку  $x = 496$  м.

У 2008 р. приплив води становив 533 тис. м<sup>3</sup>, довжина напірного потоку скоротилася до 391 м.

У 2009 р. приплив води збільшився до 600 тис. м<sup>3</sup>. Згідно з розрахунком, карстова порожнина за рік просунулася на 150 м, що приблизно збігається з попереднім розрахунком щодо кількості розчиненої солі. З розрахунку випливало, що канал досягне р. Вишниця через 2 роки. Однак у листопаді 2009 р. річка вже повернула в найбільший провал і вода з неї цілком пішла в шахту (рис. 5.5).

На основі розрахунків ми заздалегідь попереджали про небезпеку прориву р. Вишниця в карстовий канал. При цьому міг утворитися провал поверхні розміром близько 300 м, що призвело б до руйнування дроги, магістрального водоводу, ліній електропередач та інших комунікацій.

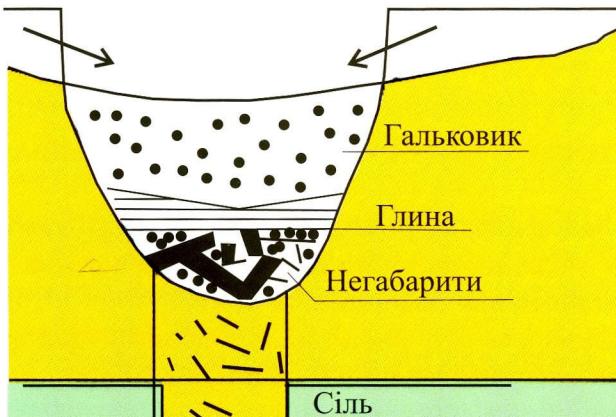
10 листопада 2009 р. біля правого схилу долини з'явилася вертикальна прірва і річка повністю потекла в неї. В аварійному порядку було відсипано тимчасову дамбу, яка відгородила русло річки від провалу.

Для запобігання подальшому розвитку соляного карсту і спричиненому ним зсуву схилу за нашими рекомендаціями було вжито таких заходів: 1) засипання карстових провалів; 2) відведення потічка в обхідний канал.



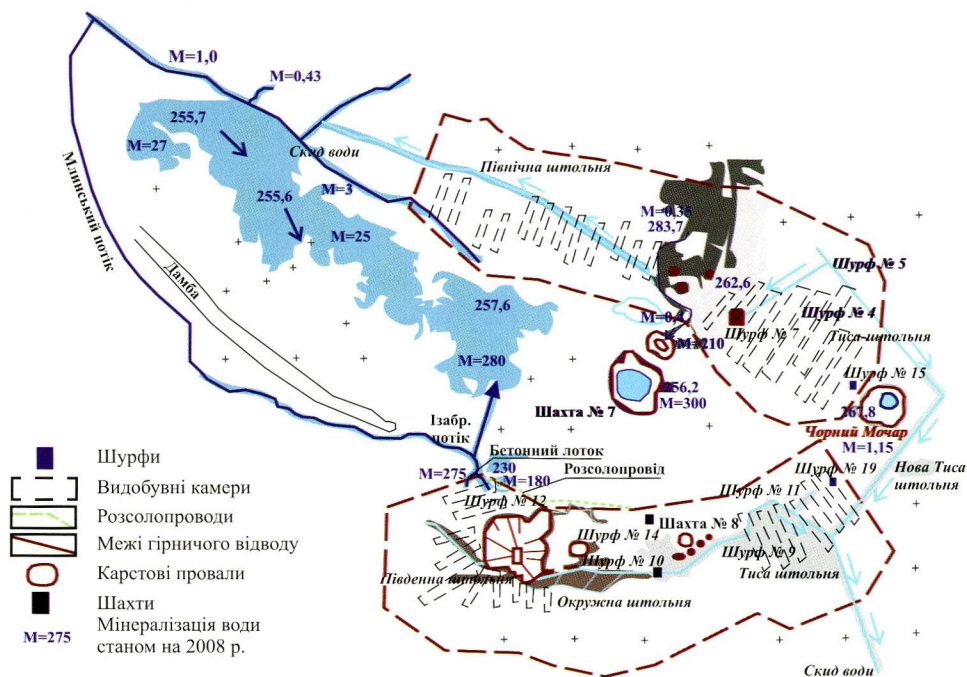
**Рис. 5.5. Впадання річки у карстовий провал**

Наприкінці 2009 р. в режимі надзвичайної ситуації було розпочато роботи із засипання карстових порожнин і будівництва обвідного каналу. На дно найбільшого провалу № 20 закинули блоки з будівельних відходів (рис. 5.6). Потім його засипали глиною і гальковиком за допомогою екскаваторів і бульдозера. Для остаточного припинення розвитку карстового процесу було виконано планування поверхні з ліквідацією безстічних понижень. Приплив води з 2010 р. стабілізувався на рівні 1300 м<sup>3</sup>/доба. Проведення цих робіт запобігло збиткам в обсязі понад 100 млн грн.



**Рис. 5.6. Схема засипання карстових провалів**

Солотвинські шахти. На початку ХХ ст. для запобігання припливам води в шахти було створено систему осушення, яка складалася з водозбірних штреків, штолень і шурфів (рис. 5.7). Для відведення води четвертинного горизонту пройдено горизонтальні виробки загальною довжиною близько 9 км, у тому числі Тиса-штольня – 1860 м, Південна – 1100, Північна – 1120 м. Виробки пройдено по контакту гальковиків із «палагом». Кут нахилу галерей забезпечив самопливний стік води в Тису. Середній дебіт води становив 200 м<sup>3</sup>/год.



**Рис. 5.7. Схема водозбірних галерей солотвинських рудників**

Розсоли з надсольового розсільного горизонту та внутрішньосо- льові розсоли збирали окремою системою дренажних галерей, які проходили на відмітках нижчих, ніж водовідвідні штольні. Воду з них відкачували через шурфи, а також збирали у зумпфи, розміщені на видобувних горизонтах.

Сумарний приплив у штольні й шурфи змінювався залежно від сезонних чинників від 180 до 220 м<sup>3</sup>/міс. На початку 1990-х років

обслуговування системи водовідведення практично припинилося. До 2011 р. розсіл відкачували тільки із шурфу № 12, система водовідливу була повністю зруйнована. В районі шурфу № 16 утворився провал, який розростається назустріч потоку води із дренажної галереї. Зруйнований шурф № 18. На дні провалу відкриті видобувні камери № 7 і 9. Водоприплив у шахту № 8 у 1970–2002 рр. становив у середньому 30 тис. м<sup>3</sup>/міс, у 2002–2005 рр. – 40, у 2006–2011 рр. – 120 тис. м<sup>3</sup>/міс. Всього із шахти відкачано близько 20 млн м<sup>3</sup> розсолу. Розчинилось близько 3 млн м<sup>3</sup> солей. В шахту провалилося близько 1 млн м<sup>3</sup> покривних порід.

Водовідлив із шахти № 8 здійснювали з 4 горизонту високонапірними насосами з витратою 100–120 м<sup>3</sup>/год. На початку березня 2011 р. приплив води в шахту збільшився до 280 м<sup>3</sup>/год і насосна станція була затоплена. Відбувається самозатоплення шахти.

*Шахта № 9.* У 1980-х роках на східному фланзі шахтного поля виробкою було розкрито глинисту сіль підвищеної вологості. У 2001 р. зафіксовано приплив розсолів із дебітом близько 1 м<sup>3</sup>/год. Наприкінці 2004 р. він збільшився до 25 м<sup>3</sup>/год, а навесні 2006 р. – різко збільшився до 100–150 м<sup>3</sup>/год. Одночасно стався провал поверхні за кілька десятків метрів від східної межі шахтного поля, посеред болота Чорний Мочар. На дні улоговини виднілись два круглі колодязі діаметрами до 10 м, що утворилися біля старих свердловин. Розсоли витікали в камерах № 3–6 через покрівлю виробок із прошарку глинистої солі. Виймальні роботи на східному фланзі припинили, а на західному продовжували до 2008 р.

Розсіл скидали поряд зі стовбурами шахти в долину, звідки він перетікав в озера у західній частині соляного купола. Більшу його частину поглинали карстові провалля і він знову повертався до Чорного Мочару, де через жерла навколо свердловин витікав у шахту. В 2008 р. приплив досягнув 500 м<sup>3</sup>/год. Видобувні камери були затоплені, насосну станцію підняли на відмітку – 61 м. Однак унаслідок технічних неполадок почалося затоплення стовбурів. У грудні 2008 р. відкачування і скидання розсолу в озера припинили. Вода з озер зійшла в шахту, при цьому виявилися численні місця поглинання води в районі бічного контакту солей з вміщуючими породами. Заповнення стволів шахти закінчилося наприкінці 2009 р. Одночасно заповнилися прісною водою улоговина Чорного Мочару й озера.

Рівень повільно зростав й у вентиляційному та головному стовбурах установився на відмітці близько 260 м. У скіповому стовбурі розпочався самовилив прісної води.

## 5.2. Методи протикарстового захисту

Проектування будівництва в зонах розвитку небезпечних геодинамічних процесів регулюють державні будівельні норми ДБН В.1.1-Х:200Х «Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування». Для інженерного захисту будівель і споруд від карсту вживають таких протикарстових заходів або їх поєднань: 1) планувальні; 2) водозахисні й протифільтраційні; 3) геотехнічні (зміцнення основ); 4) конструктивні; 5) технологічні; 6) експлуатаційні.

Протикарстові заходи мають: запобігати активізації, а за потреби і знижувати активність карстових і карстово-суфозійних процесів; виключати або зменшувати деформації ґрунтових товщ; запобігати підвищеній фільтрації й проривам води із карстових порожнин у гірничі виробки; забезпечувати можливість нормальної експлуатації територій, будівель, споруд і гірничих виробок за допустимих карстових проявів.

Планувальні протикарстові заходи мають враховувати перспективу розвитку району та їх вплив на умови розвитку карсту.

До водозахисних заходів належать: вертикальне планування земної поверхні, облаштування зливової каналізації для відведення вод; запобігання витокам промислових і господарсько-побутових вод; контроль за якістю робіт щодо гідроізоляції водонесівних комунікацій. Якщо будівлі або споруди, що проектуються або існують, потрапляють у зону впливу водоєм, потрібно спрогнозувати техногенні зміни і за потреби вжити водозахисних заходів.

До геотехнічних заходів належать: тампонування карстових порожнин і тріщин, зміцнення закарстованих порід ін'єкцією цементацийних розчинів або іншими способами; спирання фундаментів на надійні незакарстовані або зміцнені ґрунти.

Конструктивні заходи застосовують окремо або в комплексі з геотехнічними. До їх складу можуть входити: спеціальні конструкції фундаментів; надфундаментні й поверхові пояси; просторові рами.

Технологічні протикарстові заходи охоплюють підвищення надійності технологічного устаткування й комунікацій, їх дублювання, забезпечення можливості своєчасного відключення аварійних ділянок тощо.

До складу експлуатаційних протикарстових заходів (моніторингу) входять: геодезичний контроль за осіданням земної поверхні, деформаціями будівель і споруд з улаштуванням марок, реперів і маяків; стереження за рівнем і хімічним складом підземних вод; періодичне обстеження стану будівель, споруд, їх конструктивних елементів; система автоматичної сигналізації в разі появи неприпустимих карстових деформацій; заборона скидання на ґрунт промислових і побутових вод, контроль (та обмеження) за вибуховими роботами і джерелами вібрації.

**Конструктивні методи.** Безперечно, що найліпше триматись подалі від карстонебезпечних ділянок. На жаль, небезпеку часто виявляють запізно, коли вже побудовані дорогі будинки і споруди. Існує два методи захисту: конструктивний і геотехнічний [26].

За конструктивного методу захисту наземних споруд і будинків застосовують міцні фундаменти, жорсткі елементи яких більші за ймовірний діаметр ям, що можуть утворитися. Друге рішення – облаштування буронабивних паль, які спираються на породи, які підстеляють сульфатну товщу. Будинки в небезпечних зонах укріплюють сталевими смугами, як у сейсмонебезпечних районах (рис. 5.8). Усі ці заходи дуже дорогі, особливо якщо їх впроваджують після проявів деформацій.

Рекомендації щодо проектування фундаментів на закарстованих територіях розроблені в 1985 р. Науково-дослідним інститутом основ і підземних споруд Держбуду СРСР [34]. У розробці рекомендацій брали участь такі відомі спеціалісти, як Г.М. Троїцький, В.П. Хоменко, В.В. Толмачов та інші. Характер, обсяг і вартість заходів залежать від природних умов і ступеня відповідальності споруд.

Методи захисту обирають з урахуванням прогнозного розміру карстових провалів. Конструктивний захист будівель і споруд передбачають перш за все в фундаменті. Заходи з укріплення їх верхньої частини передбачають у тому разі, коли конструкція фундаменту не гарантує безпеку. Фундаменти необхідно виконувати з монолітного залізобетону, будівництво на окремих опорах неприпустиме.



**Рис. 5.8.** Фрагмент будинку, укріпленого сталевими смугами

Монолітні фундаменти неглибокого закладання передбачені у вигляді пласких або ребристих плит, коробчастих чи перехресно-стрічкових конструкцій. Збірні стрічкові фундаменти необхідно зв'язувати монолітним протикарстовим поясом. Крайові частини доцільно подовжувати у вигляді консолі завдовжки не менш як 0,7 від прогнозного прольоту фундаменту. Для плит консоль має виступати на 0,4 прольоту. Висячі палі з'єднують спільним ростверком так, щоб вони не могли вислизнути.

**Геотехнічні заходи** поділяють на превентивні й активні. До превентивних належить заборона на дії, які призводять до змін гідрогеологічного режиму й активізації карстового процесу: відкачування води, будівництво гідротехнічних споруд, кар'єрів, земляних резервуарів тощо. Активними є заходи щодо заповнення порожнин різними матеріалами. Під час проходження стовбурів шахт найчастіше застосовують цементацію. Навколо стовбура пробурюють свердловини, в які під тиском 3–70 атм закачують цементний розчин. Останній заповнює тріщини і твердне в них, що зменшує

проникність порід і зміцнює їх. На думку спеціалістів, успішна цементація можлива за ширини тріщин  $> 1$  мм. Рецептuru ін'єкційного розчину залежить від проникності порід, яку характеризують питомим водопоглинанням. За Н.Г. Максимовичем [23], породи поділяють на 7 категорій (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

## Класифікація порід за ступенем проникності

Категорія	Питоме водопоглинання, $\text{дм}^3/\text{хв}$	Проникність	Примітка
1	$< 0,001$	Водонепроникні	Цементації не піддаються
2	$0,001-0,01$	Слабопроникні	
3	$0,01-0,1$	Проникні	Придатні для цементації
4	$0,1-1$	Середньопроникні	
5	$1-10$	Високопроникні	
6	$10-100$	Дуже проникні	Рациональна глинізація карстових порожнин
7	$> 100$	Вкрай проникні	

Рекомендовані рецептури цементних розчинів залежно від питомого водопоглинання наведено в табл. 5.2. Для зменшення витрат цементу додають тонкорозмелений пісок або кам'яне борошно.

Таблиця 5.2

## Масове співвідношення цементу, води і піску в розчині

Питоме водопоглинання, $\text{дм}^3/\text{хв}$	Цемент	Вода	Пісок
$0,01-0,1$	1	8	0
$0,1-0,5$	1	6	0
$0,5-0,1$	1	4	0

Закінчення табл. 5.2

1–3	1	2	0
3–5	1	1	3
5–10	1	0,5	3
> 10	1	0,5	3

Для тампонування тонких тріщин у соляних породах рекомендують різні хімічні розчини. Н.Г. Максимович [23] навів приклад успішного застосування аліфатичної епоксидної смоли ТЕГ-1, отвердником якої є поліетиленполіамін. Автор рекомендує добавляти смолу в цементний розчин. У процесі тверднення хімічний розчин витискається з цементного й проникає у тонкі тріщини, недоступні для цементації.

Прикладом застосування осадоутворювальних розчинів може бути закачування розчину  $\text{CaCl}_2$  у зону фільтрації. В результаті взаємодії хлориду кальцію з сульфатами утворюється гіпс, який випадає в осад і зменшує проникність тріщин. На жаль, карстові порожнини в сульфатних і соляних породах дуже великі, а бетони й хімічні реагенти вкрай дорогі, тому до цього способу вдаються тільки для зміцнення особливо цінних споруд.

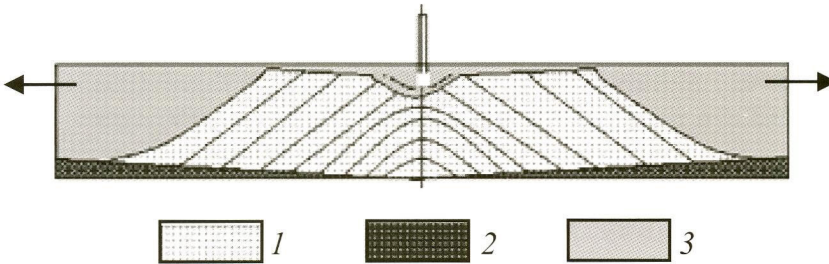
### 5.3. Гідрозакладки карстових порожнин і гірничих виробок

Пластичні матеріали – глинисті пасти або піщано-глинисті суміші з добавками цементу широко застосовують для заповнення тріщин і каверн під час будівництва шахт, тунелів, гідротехнічних споруд. Кольматуючи порожнини, ці матеріали запобігають подальшому розчиненню гіпсу, запобігають суфозії. Однак приготування пластичних сумішей також дуже дороге, а несівні властивості паст незадовільні.

Найдешевшими матеріалами є піски та різного роду відходи, наприклад, хвости збагачення сірчаної руди. Перші дослідження з вивчення закономірностей руху водно-піщаних сумішей у підземних порожнинах виконав В.С. Подхалюзін [33]. Рух грубодисперсних сумішей відрізняється від руху рідини тим, що суміші переносять

тверду фазу тільки тоді, коли швидкість їх переміщення перевищує деяке критичне значення. Останнє залежить від розмірів, форми і щільності часточок та від густини рідини. Як тільки швидкість зменшується до критичної, пісок випадає в осад.

Згідно з результатами досліджень, при закачуванні гідросуміші через свердловину в карстову порожнину навколо неї створюється дюна з піску, що випадає в осад, яка нарощується в своїй передній частині (рис. 5.9). При цьому форма простору над дюною така, що швидкість руху суміші в ній стала і критична, а це означає, що за умови постійних витрат площа поперечного перетину потоку також незмінна.



**Рис. 5.9. Формування осаду в затопленій порожнині:**

1 – пісок; 2 – глинисті часточки; 3 – вода

Швидкість руху гідросуміші у щілині над поверхнею осаду критична. У разі зменшення подачі гідросуміші щілина замулюється, зі збільшенням її подачі частина осаду розмивається, перетин потоку збільшується, а швидкість зменшується до критичної. Неоднорідність часточок за розмірами ускладнює процес. Глинисті часточки не випадають в осад разом із піском, а виносяться потоком у незаповнений простір і там повільно осідають горизонтальним шаром. Піщаний осад насувається на глинистий, а останній під тиском піску ущільнюється.

Крупні зерна випадають із гідросуміші раніше, ніж дрібні, тому верхня частина конуса утворена крупними часточками, а нижня – дрібними. Оскільки кут природного укосу крупнозернистого осаду більший, ніж осаду дрібних часточок, ухил бічної поверхні у верхній частині конуса більший, ніж у нижній, тому поверхня має увігнуту форму.

У міру нарощування діючої довжина каналу, яким тече гідросуміш, зростає, у результаті чого збільшуються втрати на тертя. Якщо напір у точці живлення потоку залишається сталим, витрати зменшуються пропорційно кореню квадратному зі значення втрат напіру. Зменшення витрати гідросуміші приводить до звуження каналу, яким тече гідросуміш. Це приводить до того, що канал закупорюється крупними часточками і рух гідросуміші припиняється. Оскільки перетин потоку

$$F = Q/V_k,$$

де  $Q$  – витрата;  $V_k$  – критична швидкість (стала), то зі зменшенням витрати до нуля перетин також наблизатиметься до нуля, тобто осад заповнить порожнину до стеліни.

Швидкість течії  $V$  залежить від градієнта напіру  $I$ :

$$V = KI^n,$$

де  $K$  – сталий коефіцієнт;  $n$  – параметр, що залежить від режиму течії.

Оскільки швидкість руху гідросуміші в щілині над осадом уздовж вектора руху стала і дорівнює критичній, то й градієнт  $I$  також сталий. Втрата напіру в щілині

$$S = Ir,$$

де  $r$  – відстань від точки входу гідросуміші в порожнину до досліджуваної точки.

Це означає, що п'єзометрична поверхня в зоні руху над осадом є правильним конусом. За межами щілини градієнт напіру наближається до нуля, тому максимальний радіус верхньої основи діючої визначають за формулою

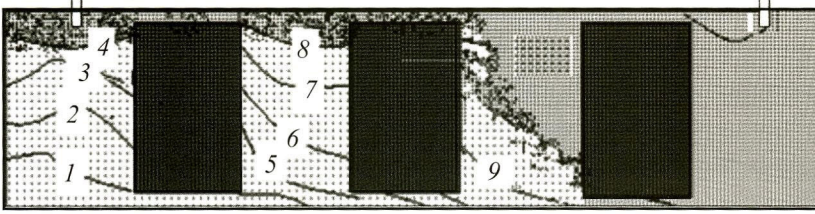
$$R = S_0/I_{кр},$$

де  $S_0$  – перевищення напіру підземних вод напором гідросуміші у точці виходу із свердловини;  $I_{кр}$  – критичний гідравлічний ухил потоку.

Згідно з розрахунками, сучасні землесоси дають радіус поширення піску на сотні метрів.

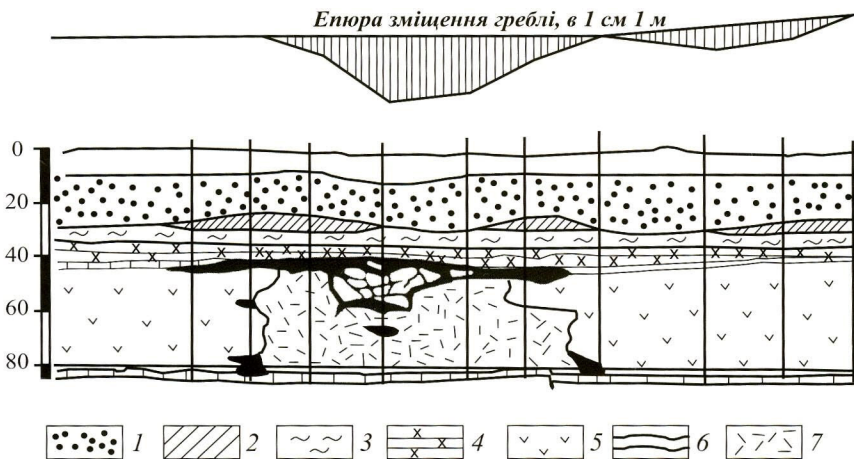
З метою демонстрації того, що форма порожнин не впливає на поширення грубодисперсних сумішей, проведено дослідження на прозорій моделі, яка імітувала камерну систему Стебницького калійного рудника (рис. 5.10). Гідросуміш подавали у першу зліва камеру. Спочатку закупорювались нижні виробки, після чого осад

у першій камері наростав вгору і камера заповнювалась доверху. Далі гідросуміш надходила через верхню виробку в другу камеру і процес повторювався.



**Рис. 5.10.** Динаміка заповнення затоплених камер (1–9 – послідовність поверхонь осаду)

**Промисловий досвід заповнення карстових порожнин.** Уперше закачування гідросуміші хвостів збагачення сірчаних руд успішно застосували у 1985 р. для заповнення карстових порожнин на Гаурдацькому руднику підземного виплавляння сірки у Туркменістані з метою запобігання виходу теплоносія в кар'єр. У 1992 р. закачування хвостів застосували для запобігання карстовому провалу на дорозі, що проходила греблею водосховища Новий Яр у Яворівському районі на Львівщині (рис. 5.11). Над карстовою порожниною в гіпсоангідритах гребля просіла за 3 міс на 94 см.



**Рис. 5.11.** Геологічний розріз уздовж греблі водосховища Новий Яр: 1 – пісок; 2 – суглинок; 3 – глина; 4 – пісковик; 5 – гіпсоангідрит; 6 – вапняк; 7 – карстовий заповнювач

Для запобігання руйнуванню греблі і дороги ми запропонували заповнити порожнину відходами збагачення сірчаної руди – меленим вапняком. Порожнину розкрили кількома свердловинами діаметром 146 мм, пробуреними на відстані 10 м одна від одної. Поряд проходив магістральний трубопровід, яким хвосты збагачення сірчаної руди перекачували зі збагачувальної фабрики у хвостосховище. Від нього вздовж свердловин було прокладено трубопровід діаметром 250 мм. Тиск хвостів на вході у трубопровід досягав 0,6–0,7 МПа. Рівень води у свердловинах знаходився на глибині 20 м.

Можливість застосування хвостів флотації з погляду екології обумовлена тим, що за хімічним складом вони не відрізняються від порід, що карстуються, адже це розмелена сірчана руда, з якої вилучено частину сірки. Оборотна вода за хімічним складом також близька до підземних вод тортонського комплексу і відрізняється тільки підвищеним вмістом сульфат-іонів (табл. 5.3).

Таблиця 5.3

**Хімічний склад підземної та оборотної води\***

Об'єкт дослідження	Вміст компонента, мг/дм <sup>3</sup>							рН	Сума, г/дм <sup>3</sup>
	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Sr <sup>2+</sup>		
Підземна вода	420	40	860	158	156	2631	6,4	6,2	4,2
Оборотна вода	452	77	853	219	213	2713	Н.в.	6,0	4,4

\* Аналіз виконано у ЦЗЛ Яворівського ПО «Сірка» (Н.в. – не визначали).

Із зіставлення цих даних видно, що вміст речовин в оборотній воді знаходився в межах коливань хімічного складу природних вод тортонського водоносного комплексу.

Трубопровід з'єднали зі свердловинами обсадними трубами діаметром 146 мм. Закачування пульпи хвостів тривало 3 міс з витратою гідросуміші до 1200 м<sup>3</sup>/год. Гідросуміш одночасно подавали в 1–2 свердловини. Тиск на головці свердловин спочатку становив 10–20 кПа, поступово він зростає і наприкінці досягав 200 кПа. Після цього свердловину зашламовували й починали подавати гідросуміш в іншу свердловину. Рівні води у спостережних свердловинах не перевищували 10 м.

Із 7 лютого до 10 квітня 1992 р. було закачано 1,25 млн м<sup>3</sup> гідросуміші з об'ємною часткою твердої фази 10 %, тобто об'єм осаду з урахуванням пористості становив близько 200 тис. м<sup>3</sup>. Пробурена навколо зовнішньої основи греблі свердловина виявила 6-метрову карстову порожнину, повністю заповнену хвостами флоатції. Осад заповнив також усі свердловини, пробурені вздовж греблі, на відстані понад 100 м від неї, хоча гідросуміш подавали тільки в чотири з них. Роботи проводили в депресійній лійці кар'єру, тому вода витікала в зумпф. Зміни хімічного складу дренажних вод були незначними. Проведене опробування показало, що оборотна вода просувається смугою в напрямку кар'єру, за межами цієї смуги змін хімічного складу не виявлено. За допомогою фарби-індикатора встановлено, що оборотна вода витікає в джерелах Центрального кар'єру, в Південному кар'єрі її не знайдено. У результаті вміст сульфат-іонів у воді Центрального кар'єру підвищився на 100 мг/дм<sup>3</sup>, що знаходиться в межах природних коливань.

Просідання греблі припинилось уже через 2 тижні після початку закачування гідросуміші. За 24 роки після цього проявів деформацій не було (рис. 5.12).



**Рис. 5.12. Просідання греблі, що припинилося після закачування в карстові порожнини відходів збагачення**

Оскільки як джерело гідросуміші використовували діючий хвостопровід, експлуатаційні витрати на закладку були мізерними. Капітальні затрати склалися з вартості 10 свердловин і прокладання трубопроводу завдовжки 1 км. Трубопровід демонтували для повторного використання. Загалом усі роботи й матеріали коштували близько 50 тис. дол. США, причому вони були компенсовані економією електроенергії внаслідок зменшення об'єму перекачування хвостів у хвостосховище, що знаходилось на відстані 16 км. Головний висновок із цього досвіду – це можливість закладання великих закарстованих масивів хвостами флотації, проте це реально тільки за умови діючого сірчаного виробництва.

Закладка виробленого простору гідросумішшю піску з розсолем проводилася на шахті Величка в Польщі (рис. 5.13). Над інжекційною свердловиною був влаштований бункер. Навантажувач засипав пісок у бункер, в нижній частині якого знаходився інжектор для подачі розсолу. Одночасно із затоплених виробок глибокого горизонту відкачували розсіл.



**Рис. 5.13.** Навантажувач засипає пісок у бункер (Польща)

## ВИСНОВКИ

1. Запропоновано розрізняти антропогенний і техногенний види карсту. Антропогенний карст розпочався в результаті діяльності розсолопромишлів у доіндустріальну епоху, коли застосовували виключно ручну працю. Техногенний відрізняється від природного й антропогенного великою інтенсивністю і може набувати катастрофічного масштабу. Техногенний карст розвивається на тлі природних систем, ускладнених антропогенним карстом.
2. При вивченні закономірностей розвитку гіпсового карсту ключем до розшифрування даних буріння й геофізики є геолого-історичний аналіз і принцип актуалізму. Результати дослідження геологічної історії дають підставу подати зміни динаміки поверхневих і підземних вод як основу для розпізнавання карсту.
3. Системи карстових порожнин, які знаходяться нижче від рівня підземних вод, сформувалися в умовах, аналогічних умовам формування сухих лабіринтових печер. Ця аналогія дає підставу вірогідно судити про морфологію затопленого карсту.
4. Одним із провідних чинників формування гіпсового карсту є діяльність сульфатвідновлювальних бактерій, які вилучають сульфат-іони з підземних вод і надають їм агресивних по відношенню до гіпсу властивостей. Саме з діяльністю мікроорганізмів пов'язана агресивність води на значній відстані від місця живлення. Логічно вважати, що карстові порожнини виникають тому, що сульфатвідновлювальні бактерії з'їдають гіпс.
5. Причиною активізації гіпсового карсту на Яворівщині є осушення сірчаного кар'єру. Водоприплив у кар'єр досягав 170 тис. м<sup>3</sup>/доба, зниження рівня підземних вод – 100 м. Осушення кар'єру призвело до інверсії потоку підземних вод: місця розвантаження перетворились на місця живлення, а єдиним місцем розвантаження став кар'єр. Кожен кубометр води виносив 2,1 кг гіпсу. За 40 років з початку осушення розчинилося 2,4 млн м<sup>3</sup> гіпсу.
6. Після затоплення сірчаного кар'єру в 2006 р. істотних деформацій будинків і комунікацій не сталося. Однак вихід з ладу системи водовідведення з території санаторію «Шкло» й невико-

- нання проектних рішень щодо осушення водосховища Новий Яр загрожує новою активізацією карсту і втратою мінеральної води «Нафтуса».
7. Виявлено особливості розвитку карсту в покладах кам'яної і калійної солей. Мінерали калійної солі відрізняються за розчинністю. Найбільш розчинними є карналіт, сильвін, галіт, слабозчинними – каїніт і лангбейніт, майже не розчиняються кізерит і полігаліт. Швидкість розчинення вертикальної стінки чистої кам'яної солі 70 м/рік, калійної руди – 20–30 м/рік. За наявності нерозчинних домішок соляна стінка розчиняється доти, доки кут нахилу поверхні не досягне кута внутрішнього тертя між поверхнями солі й нерозчинного осаду.
  8. Над рудними покладами підошва глинисто-гіпсової шапки утворює псевдоантиклінальні структури. В замку цих структур розвивається соляний карст. Прісна вода із зон живлення, будучи легшою за розсіл, рухається від зони живлення до розсолозаборів уздовж позитивних форм соляного дзеркала. Саме тут вона переміщується із зони живлення до місць прориву в гірничі виробки. Причиною проривів води в соляні шахти здебільшого є вихід гірничих виробок або свердловин за межі соляного тіла, в зону вилуговування на контакті з глинисто-гіпсовою шапкою або бічними породами.
  9. Механізм карстових процесів можна встановити тільки на основі з'ясування особливостей руху води і розсолів у карстових порожнинах і гірничих виробках. Ці особливості відрізняються тим, що в результаті розчинення солей змінюються як властивості рідини, так і характеристики середовища, в якому відбувається течія. В міру переміщення вода перетворюється на розсіл, а шляхи, якими відбувається течія, розширюються.
  10. Сукупність карстових утворень є гідродинамічною системою, в якій слід розрізняти зони живлення, транзиту і розвантаження. Течія розсолів у карстових колекторах і гірничих виробках буває напірною й безнапірною. На ділянці напірного потоку останній рухається з малою швидкістю в ламінарному режимі вздовж найвищих елементів соляного дзеркала. Потік характеризується вертикальною зональністю: внизу розсіл насичений, вгорі – розбавлений. У безнапірному потоці флюїд тече в тур-

булентному режимі в напрямку пониження рельєфу соляного дзеркала. В часі довжина напірного потоку зменшується, безнапірного – збільшується.

11. Вперше описано закономірності руху розсолів у гірничих виробках після їх затоплення. Вказано шляхи вирішення завдань стосовно розвитку карсту, наслідком якого є втрата стійкості гірничих виробок. Наведено приклади механізму розчинення стелин горизонтальних виробок, міжкамерних ціликів і бортів соляного кар'єру, запропоновано відповідні розрахункові формули.
12. Істотні деформації поверхні над соляними рудниками виникають у разі прориву води у вироблений простір. На ділянці живлення солі інтенсивно розчиняються прісною водою, що супроводжується провалами поверхні. На ділянці транзиту карстовий процес згасає, деформації поверхні незначні. В місці розвантаження розчинення солей інтенсифікується, формуються мульди просідання. Небезпека зростає зі зменшенням відстані між зоною живлення і місцем розвантаження в гірничі виробки. Ліквідація розсолонеприпливів приводить до припинення карстового процесу і стабілізації поверхні.
13. Описано механізм формування провалів земної поверхні як кінцевої фази карстового процесу. Слід розрізняти провальний і суфозійний механізми провалів поверхні. Морфологія і механізм карстових провалів залежать від геологічної будови порід, що вкривають розчинні породи. Провальний механізм характерний для скельної або напівскельної покрівлі розчинних порід, суфозійний – для нестійкої покрівлі за наявності різниці рівнів у карстовому й поверхневому водоносних горизонтах.
14. Для прогнозування вірогідності карстових провалів запропоновано метод геологічної подібності і критерій, виведений з умови рівноваги між зсувними й утримувальними силами. У двошаровій моделі вірогідність провалу зростає прямо пропорційно потужності піску і рівню води в ньому і зменшується зі збільшенням потужності глини та напору води карстового горизонту. За цим критерієм можна оцінити вплив осушення кар'єрів на безпеку провалів.

15. Вірогідний прогноз розвитку техногенного карсту дає змогу обґрунтувати заходи щодо запобігання катастрофічним наслідкам, головним із яких є припинення руху розсолів. Це можливо в разі:
  - 1) гідроізоляції місць живлення розсільного горизонту;
  - 2) влаштування протифільтраційної завіси в зоні транзиту;
  - 3) спорудження ізолювальних перемичок у зоні розвантаження в гірничих виробках.
16. Одним із ефективних способів запобігання карстовим провалам є заповнення карстових порожнин гідросумішшю. Описано механізм поширення закладного матеріалу в карстових порожнинах, запропоновано розрахункові формули, наведено приклад промислового досвіду.
17. У результаті проведених досліджень карст перестав бути таємничим і непізнаваним. Він піддається математичному опису й прогнозуванню на основі синтезу гідродинаміки, гідрохімії та геомеханіки.

## ВЫВОДЫ

1. Предложено различать антропогенный и техногенный виды карста. Антропогенный карст начался в результате деятельности рассолопромыслов в доиндустриальную эпоху, когда применяли исключительно ручной труд. Техногенный отличается от природного и антропогенного большей интенсивностью и может принимать катастрофический масштаб. Техногенный карст развивается на фоне природных систем, осложненных антропогенным карстом.
2. При изучении закономерностей развития гипсового карста ключом к расшифровке данных бурения и геофизики являются геолого-исторический анализ и принцип актуализма. Результаты исследования геологической истории дают основание представить изменения динамики поверхностных и подземных вод в качестве основы для распознавания карста.
3. Системы карстовых полостей, которые находятся ниже уровня подземных вод, сформировались в условиях, аналогичных условиям формирования сухих лабиринтных пещер. Эта аналогия дает основание достоверно судить о морфологии затопленного карста.
4. Одним из ведущих факторов формирования гипсового карста является деятельность сульфатредуцирующих бактерий, которые изымают сульфат-ионы из подземных вод и придают им агрессивные по отношению к гипсу свойства. Именно с деятельностью микроорганизмов связана агрессивность воды на значительном расстоянии от места питания. Логично считать, что карстовые полости возникают потому, что сульфатредуцирующие бактерии съедают гипс.
5. Причиной активизации гипсового карста на Яворовщине является осушение серного карьера. Водоприток в карьер достигал 170 тыс. м<sup>3</sup>/сутки, снижение уровня подземных вод – 100 м. Осушение карьера привело к инверсии потока подземных вод: места разгрузки превратились в места питания, а единственным местом разгрузки стал карьер. Каждый кубометр воды выносил

- 2,1 кг гипса. За 40 лет с начала осушения растворилось 2,4 млн м<sup>3</sup> гипса.
6. После затопления серного карьера в 2006 г. существенных деформаций зданий и коммуникаций не произошло. Однако выход из строя системы водоотвода с территории санатория «Шкло» и невыполнение проектных решений по осушению водохранилища Новый Яр грозит новой активизацией карста и потерей минеральной воды «Нафтуса».
  7. Выявлены особенности развития карста в залежах каменной и калийной солей. Минералы калийной соли отличаются растворимостью. Наиболее растворимыми являются карналлит, сильвин, галит, слаборастворимые – каинит и лангбейнит, почти не растворяются кизерит и полигалит. Скорость растворения вертикальной стенки чистой каменной соли 70 м/год, калийной руды – 20–30 м/год. При наличии нерастворимых примесей соляная стенка растворяется до тех пор, пока угол наклона поверхности не достигнет угла внутреннего трения между поверхностями соли и нерастворимого осадка.
  8. Над рудными залежами подошва глинисто-гипсовой шапки образует псевдоантиклинальные структуры. В замке этих структур развивается соляной карст. Пресная вода из зон питания, являясь более легкой чем рассол, движется от зоны питания до рассолозаборов вдоль положительных форм соляного зеркала. Именно здесь она перемещается из зоны питания к местам прорыва в горные выработки. Причиной прорывов воды в соляные шахты в основном является выход горных выработок или скважин за пределы соляного тела, в зону выщелачивания на контакте с глинисто-гипсовой шапкой или боковыми породами.
  9. Механизм карстовых процессов можно установить только на основе выяснения особенностей движения воды и рассолов в карстовых полостях и горных выработках. Эти особенности отличаются тем, что в результате растворения солей меняются как свойства жидкости, так и характеристики среды, в которой происходит течение. По мере перемещения вода превращается в рассол, а пути, по которым происходит течение, расширяются.
  10. Совокупность карстовых образований является гидродинамической системой, в которой следует различать зоны питания, тран-

зита и разгрузки. Течение рассолов в карстовых коллекторах и горных выработках бывает напорным и безнапорным. На участке напорного потока последний движется с малой скоростью в ламинарном режиме вдоль наивысших элементов соляного зеркала. Поток характеризуется вертикальной зональностью: внизу рассол насыщенный, вверху – разбавленный. В безнапорном потоке флюид течет в турбулентном режиме в направлении понижения рельефа соляного зеркала. Во времени длина напорного потока уменьшается, безнапорного – увеличивается.

11. Впервые описаны закономерности движения рассолов в горных выработках после их затопления. Указаны пути решения задач по развитию карста, следствием которого является потеря устойчивости горных выработок. Приведены примеры механизма растворения потолочин горизонтальных выработок, межкамерных целиков и бортов соляного карьера, предложены соответствующие расчетные формулы.
12. Существенные деформации поверхности над соляными рудниками возникают в случае прорыва воды в выработанное пространство. На участке питания соли интенсивно растворяются пресной водой, что сопровождается провалами поверхности. На участке транзита карстовый процесс затухает, деформации поверхности незначительны. В месте разгрузки растворение солей интенсифицируется, формируются мульды проседания. Опасность возрастает с уменьшением расстояния между зоной питания и местом разгрузки в горные выработки. Ликвидация рассолопритоков приводит к прекращению карстового процесса и стабилизации поверхности.
13. Описан механизм формирования провалов земной поверхности как конечной фазы карстового процесса. Следует различать провальный и суффозионный механизмы провалов поверхности. Морфология и механизм карстовых провалов зависят от геологического строения пород, покрывающих растворимые породы. Провальный механизм характерен для скальной или полускальной кровли растворимых пород, суффозионный – для неустойчивой кровли при наличии разницы уровней в карстовом и поверхностном водоносных горизонтах.

14. Для прогнозирования вероятности карстовых провалов предложен метод геологического сходства и критерий, выведенный из условия равновесия между сдвижными и удерживающими силами. В двухслойной модели вероятность провала возрастает прямо пропорционально мощности песка и уровню воды в нем и уменьшается с увеличением мощности глины и напора воды карстового горизонта. По этому критерию можно оценить влияние осушения карьеров на опасность провалов.
15. Вероятный прогноз развития техногенного карста позволяет обосновать меры по предотвращению катастрофических последствий, главной из которых является прекращение движения рассолов. Это возможно в случае:
  - 1) гидроизоляции мест питания рассольного горизонта;
  - 2) устройства противофильтрационных завес в зоне транзита;
  - 3) сооружения изолирующих перемычек в зоне разгрузки в горных выработках.
16. Одним из эффективных способов предотвращения карстовых провалов является заполнение карстовых полостей гидросмесью. Описан механизм распространения закладочного материала в карстовых полостях, предложены расчетные формулы, приведен пример промышленного опыта.
17. В результате проведенных исследований карст перестал быть тайным и непознаваемым. Он поддается математическому описанию и прогнозированию на основе синтеза гидродинамики, гидрохимии и геомеханики.

## CONCLUSIONS

1. It was proposed to distinguish between anthropogenic and technogenic types of karst. Anthropogenic karst started as a result of salt brine trading in the pre-industrial era, when exclusively manual labor was used. Technogenic karst differs from natural and anthropogenic by great intensity and may gain a catastrophic scale. Technogenic karst develops in the natural systems that are complicated by an anthropogenic karst.
2. During a study of gypsum karst development regularities, the key to decrypt the data of drilling and geophysics is a historical geological analysis and principle of actualism. Results of the study on geological history give reason to present changes in the dynamics of surface and underground waters as a basis for karst recognition.
3. Systems of caverns that occur below the groundwater level were formed in similar formation conditions of dry labyrinth caves. This analogy gives grounds to judge the likely flooded karst morphology.
4. One of key factors in gypsum karst formation is the activity of sulphate bacteria that extract sulfate ions from groundwater and provide them with aggressive properties in relation to gypsum. It is the activity of microorganisms associated with the aggressiveness of water at a considerable distance from the power supply. It is logical to assume that karst cavities are formed because sulphate bacteria eat plaster.
5. The cause of gypsum karst activation in Yavoriv region is drainage of sulfur career. Water flow in quarry has reached 170 thous. m<sup>3</sup>/day, reducing groundwater to 100 m. Drainage career has led to groundwater flow inversion: the place of unloading turned into places of power and open pit became the only place of unloading. Each cubic meter of water was washing out 2.1 kg of gypsum. During 40 years since the draining started, 2.4 million m<sup>3</sup> of gypsum have been dissolved.
6. After flooding at sulfur career in 2006 significant deformations of buildings and communications have not occurred. However, the fail-

- ure of drainage system of the sanatorium “Shklo” and failure of design decisions on drainage reservoir Novyi Yar threatens new karst activation and loss of mineral water “Naftusia”.
7. The features of karst rock in deposits and potassium salts are determined. Minerals of potassium salts differ in solubility. Highly soluble are carnallite, sylvite, halite, slightly soluble – kainite and langbeinite, almost insoluble are kieserite and polyhalite. The rate of dissolution of the vertical wall of pure rock salt is 70 m/year, potash ore – 20–30 m/year. If there are insoluble impurities, salt wall dissolves until surface angle reaches the angle of internal friction between salt surfaces and insoluble precipitate.
  8. The sole clay-plaster cap forms pseudoanticlinal structure over ore deposits. Salt karst develops in these structures. Fresh water from the areas of nutrition, being lighter than brine, moves from supply area to brine poling along the salt forms of positive mirror. It is moved from supply area to breakthrough places in mine workings. The cause of water breakouts to salt mines is mostly the exit of mines or wells outside the salt body into leaching a zone in contact with clay-plaster cap or side rocks.
  9. The karst processes can be distinguished on the basis of clarification of water and brine movement characteristics in caverns and mines. These features differ in the fact that due to salts dissolution liquid properties change, as also the characteristics of the environment in which the flow occurs. Water turns into brine as it moves, and the ways of flows expand.
  10. The set of karst formations form a hydrodynamic system in which zones of power, transit and unloading should be distinguished. Brine flow in karst reservoirs and mines can be of pressure and non-pressure type. In the area with pressure flow the latter moves with low speed in the laminar regime along the top element of salt mirror. The flow is characterized by vertical zonation: in the bottom the brine is saturated, on the top – diluted one. In free-flow stream fluid flows in turbulent regime towards salt terrain mirror lowering. In time the length of pressure flow of is reducing, free-flow – increases.
  11. The laws of brine motion in mines after flooding are described for the first time. The ways to solve problems of karst development, which result in the loss of mining pit stability, were reviewed. Ex-

amples of dissolution of floor pillars in horizontal workings, pillars and sides of salt open pits were presented, appropriate formulas were proposed.

12. Significant surface deformations above salt mines occur in case of water rush into the produced area. Within the supply area salts are rapidly dissolve by fresh water, what leads to surface failures. At the transit area karst process dies out, minor surface deformation. Dissolution of salts enhances in place of unloading, subsidence moulds are formed. The risk increases as the distance between the supply zone and unloading in mine workings decreases. Elimination of brine flowing leads to karst process termination and surface stabilization.
13. Formation mechanism of earth's surface failures as a final phase of karst process was described. Disastrous failure and underwashing shall be distinguished among surface failures. Morphology and mechanism of karst failures depend on geological structure of rocks, covered by soluble species. Failure mechanism is significant for rock or half-rock roofing of soluble rocks, underwashing one – for unstable roofing if there is difference in levels of karst and surface aquifers.
14. To predict the probability of karst failures, the method of geological similarity and criteria derived from the equilibrium condition between sliding and retaining forces was proposed. In a two-layer model the probability of failure increases directly proportional to the power level of sand and water in it, and decreases with an increasing capacity of clay and water pressure in karst horizon. By this criterion, we can estimate the impact of drainage pits on failure risk.
15. Probable forecast of technogenic karst development allows to justify measures in order to prevent disastrous consequences. Among them the topical one is to stop brine movement. This is possible in case of:
  - 1) waterproofing of power locations within brine horizon;
  - 2) placement of antifiltration curtains in the area of transit;
  - 3) construction of insulating bridges in the area of discharge in mine workings.
16. One of effective ways to prevent karst failures is to fill caverns with hydraulic fluids. The mechanism of backfill material distribution in

caverns was described, formulae have been proposed, as also an example of industrial experience was presented.

17. In the result of conducted researches karst stopped being mysterious and unknowable. It lends itself to mathematical description and prediction, based on hydrodynamics synthesis, hydrochemistry and geomechanics.

## Список літератури

1. *Андреичев А.Н.* Разработка калийных месторождений. – М.: Недра, 1966. – 250 с.
2. *Борзаковский Б.А., Гринберг А.Я., Толмачев Б.Н.* Опыт ликвидации провала на земной поверхности над затопленным калийным рудником // Горный журнал. – 2011. – № 2. – С. 43–50.
3. *Валяшко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. – 397 с.
4. *Газизов М.С.* Карстовые явления на Эстонском месторождении горючих сланцев и методика их изучения // Специальные вопросы карстоведения. – М.: Изд-во ИГД им. А.А. Скочинского, 1962. – С. 98–106.
5. *Гайдин А.М.* Прогнозирование карстовых провалов в зоне влияния водопонижения // Инженерная геология. – 1987. – № 3. – С. 37–41.
6. *Гайдин А.М., Рудько Г.І.* Сульфатний карст та його техногенна активізація. – К.: Знання, 1998. – 75 с.
7. *Гаркушин П.К.* Расчет параметров сдвижения земной поверхности при разработке калийных месторождений по камерно-столбовой системе // Горный журнал. – 1995. – № 12. – С. 26–29.
8. *Даценко Н.М.* О зависимости окислительного разрушения серных руд Роздольского месторождения от их проницаемости // Геология месторождений самородной серы. – М.: Недра, 1969. – С. 48–65.
9. *Дудко П.М.* Подземное выщелачивание солей. – М.: Недра, 1972. – 160 с.
10. *Заводнов С.С.* Карбонатное и сульфатное равновесие в минеральных водах. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 150 с.
11. *Желтов Ю.П.* Механика нефтегазоносного пласта. – М.: Недра, 1975. – 230 с.
12. *Зверев В.П.* Гидрохимические исследования системы гипсы–подземные воды. – М.: Наука, 1967. – 180 с.
13. *Климчук А.Б.* Роль спелеогенеза в формировании серных месторождений Предкарпатья. – Симферополь: ДИАЙПИ, 2007. – 64 с.
14. *Короткевич Г.В.* Соляной карст. – Л.: Недра, 1970. – 256 с.

15. *Котлов Ф.В.* Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. – М.: Недра, 1978. – 263 с.
16. *Кривоусов А.Я.* Результаты наблюдений за процессом выщелачивания и разрушения соляных пород в уступах карьера. – Л.: ВНИИГ, 1974. – 17 с.
17. *Крижанівський Є.І., Кузьменко Е.Д., Палійчук М.В., Бараненко Б.Т.* Техногенна ситуація в районі Калуського промислового вузла // Наук. вісн. ІФТУНГ. Наук.-техн. журн. – 2008. – № 2. – С. 3–9.
18. *Кузнецов А.М.* О выщелачивании гипса и ангидрита // Тез. докл. Пермской карстовой конф. – Пермь: Перм. книжн. изд-во, 1947. – С. 46–50.
19. *Кулле П.А.* Разработка месторождений соли подземным выщелачиванием // Труды ВНИИГ. – 1949. – Вып. 20. – 87 с.
20. *Кутепов В.М., Кожевникова В.Н.* Устойчивость закарстованных территорий. – М.: Наука, 1989. – 151 с.
21. *Кучерук А.Д.* Карст Подолья. – Киев: Наук. думка, 1978. – 120 с.
22. *Максимович Г.А.* Основы карстования. – Пермь: Перм. книжн. из-во. Т. 1, 1963. – 444 с. Т. 2, 1969. – 530 с.
23. *Максимович Н.Г.* Инъекционный раствор для высокоэффективной гидроизоляции соленосных пород // Рудник будущего. – 2013. – № 2. – С. 89–94.
24. *Маслов Н.Н., Науменко В.Г.* Условия устойчивости напорных сооружений на загипсованных породах // Растворение и выщелачивание горных пород. – М.: Госстройиздат, 1957. – С. 67–88.
25. *Мельник Б.Д.* Инженерный справочник по технологии неорганических веществ. – М.: Химия, 1975. – 544 с.
26. *Нестеров М.П., Аникин Н.Ф., Львова А.В. и др.* Методические указания по выбору мер охраны для существующих, строящихся и проектируемых объектов на территориях, подрабатываемых калийными рудниками. – Л.: Изд-во ВНИИГ, 1976. – 263 с.
27. *Осипов В.И., Барях А.А., Санфиров И.А. и др.* Гидрогеомеханические условия формирования карстовых провалов на территории калийных рудников в г. Березники Пермского края // Геоэкология. – 2016. – № 2. – С. 142–149.
28. *Охрана геологической среды на серных месторождениях* // А.М. Гайдин, А.Б. Климчук, Н.Н. Ковшиков, И.В. Салюк. – М.: НИИТЭХИМ, 1985. – 36 с.

29. *Пермяков Р.С., Романов В.С., Бельды М.П.* Технология добычи солей. – М.: Недра, 1981. – 272 с.
30. *Печеркин А.И., Закоптелов В.Е.* Карст и суффозия на берегах водохранилищ. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1982. – 88 с.
31. *Проскураков Н.М., Пермяков Р.С., Черников А.К.* Физико-механические свойства соляных пород. – Л.: Недра, 1973. – 272 с.
32. *Противофильтрационные завесы* // А.М. Гайдин, В.Г. Тихомиров. – М.: НИИТЭХИМ, 1984. – 50 с.
33. *Разработка и освоение технологии подземной выплавки серы* // В.Ж. Аренс, Л.С. Виноградов, А.М. Гайдин, В.С. Подхалюзин. – М.: Недра, 1977. – 86 с.
34. *Рекомендации по проектированию фундаментов на закарстованных территориях.* – М.: НИИОСП, 1985. – 78 с.
35. *Розовский Л.Б.* Введение в теорию геологического подобия и моделирования. – М.: Недра, 1969. – 164 с.
36. *Рудько Г.І., Яковлев С.О., Рагозін О.Л.* Моніторинг процесонебезпечних територій та розрахунок ризику техноприродних аварій і катастроф. – К.: Знання, 1997. – 67 с.
37. *Саваренский И.А.* Использование данных о поверхностных проявлениях карста для оценки устойчивости территорий // Строительство на закарстованных территориях. – М.: Стройиздат, 1983. – С. 55–63.
38. *Семчук Я.М., Боднар Г.В., Хмара І.Є., Цимбаліста Г.М.* Екологічні наслідки розробки калійних руд на Калуш-Голинському родовищі // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності. – 2008. – № 6. – С. 12–16.
39. *Скворцов Г.Г., Романовская Л.И.* Инженерно-геологические исследования и прогнозы при разведке месторождений твердых полезных ископаемых. – М.: Недра, 1966. – 160 с.
40. *Справочник по бурению скважин на воду* / Д.Н. Башкатов, С.С. Сулакшин, С.Л. Драхлис, Г.П. Квашнин. – М.: Недра, 1979. – 560 с.
41. *Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР* / Под ред. В.И. Китыка. – Киев: Наук. думка, 1979. – 318 с.
42. *Толмачев В.В., Троицкий Г.М., Хоменко В.П.* Инженерно-строительное освоение закарстованных территорий. – М.: Стройиздат, 1986. – 120 с.

43. *Ходьков А.Е.* Искусственный промышленный карст и его гидрогеологическое значение // Труды ВНИИГ. – 1959. – Вып. 35. – С. 395–421.
44. *Челищев Н.Ф., Шандерман Ф.И.* Физико-химические исследования процессов испарения подземных высокоминерализованных вод // Докл. III Всесоюз. конф. по геотехнологическим методам добычи полезных ископаемых. – М., 1983. – С. 233.
45. *Шашенко А.Н., Майхерчик Т., Сдвижкова Е.А.* Геомеханические процессы в породных массивах. – Днепропетровск: Изд-во Нац. горн. ун-та, 2005. – 319 с.



**ГАЙДІН Анатолій Маркович** – кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник, лауреат державних премій Туркменської РСР, України.

Народився у 1938 р. в с. Ширяєво Воронежської області. Закінчив Московський геологорозвідувальний інститут (МГРИ) за спеціальністю «Гідрогеологія та інженерна геологія» (1965).

Захистив кандидатську дисертацію по спецтемі (1968), до 1970 р. працював у науково-дослідницькому секторі МГРИ, займався проблемою свердловинного видобутку урану. В 1970–1978 рр. завідував сектором гідрогеології Державного інституту гірничо-хімічної сировини (м. Люберці Московської області), розробляв і впроваджував технології підземного виплавляння сірки (ПВС). За освоєння способу ПВС в умовах Гаурдакського родовища йому присвоєно звання лауреата Державної премії Туркменської РСР у галузі науки і техніки (1976).

Завідував відділом геотехнології Інституту сірчаної промисловості (1978–1998), працював виконавчим директором Відділення гірничо-хімічної сировини Академії гірничих наук України (1998–2013), з 2013 р. керує науковим центром ТЗОВ «Інститут ГІРХІМ-ПРОМ».

Вивчав проблеми ревіталізації порушених гірничими роботами територій, досліджував техногенний гіпсовий і соляний карст. На основі виконаних ним прогнозів геодинамічних і гідрохімічних процесів, якими супроводжуються експлуатація і закриття гірничих підприємств, розроблено й реалізовано проекти ревіталізації ландшафтів, порушених гірничими роботами в Передкарпатті. За

ці роботи йому присвоєно звання лауреата Державної премії України (2009).

Останнім часом займається дослідженнями гідрогеологічних умов родовищ титано-цирконієвих руд. У співпраці з кафедрою відкритих гірничих робіт Національного гірничого університету запропонував технологію відпрацювання обводнених запасів Малишевського родовища, яка включає видобуток руди земснарядом. Винайдено новий спосіб видобутку розсипних руд через свердловини, досліджено гідрогеологічні умови Стремигородського титано-апатитового родовища, рекомендовано заходи зі зменшення негативного впливу гірничих робіт на довкілля.

Автор понад 140 наукових праць, у тому числі 7 монографій, більш як 50 винаходів. Нагороджений знаком «Изобретатель СССР».



**РУДЬКО Георгій Ілліч** – доктор геолого-мінералогічних наук, доктор географічних наук, доктор технічних наук, професор, академік Академії наук вищої школи України, академік Академії гірничих наук України, лауреат Державної премії України в галузі науки і техніки, заслужений діяч науки і техніки України, голова Державної комісії України по запасах корисних копалин.

Завідувач кафедри екології, екологічного контролю та аудиту Державної екологічної академії післядипломної освіти та управління Міністерства екології та природних ресурсів України.

Народився у 1952 р. в с. Шуга Надимського району Тюменської області. Закінчив геологічний факультет Львівського (1974) та географічний факультет Чернівецького (1984) університетів.

Працював у польових геологічних експедиціях на Алтаї, в Західному та Східному Сибіру, Карпатському та інших регіонах України, на Кавказі (Вірменія, Грузія, Чечня), в Середній Азії (Узбекистан, Таджикистан), Казахстані. Брав участь у розвідці промислових родовищ в Україні та Росії. Виробничий стаж – 41 рік, із них 19 років – польовий.

Почесний розвідник надр (2006). Нагороджений медаллю В.І. Лучицького, медаллю Л.І. Лутугіна, відзнакою МНС. Працював за сумісництвом у Чернівецькому, Львівському, Київському національних університетах, Івано-Франківському національному технічному університеті нафти і газу, Національному транспортному університеті. Член Спеціальної групи експертів ЄЕК ООН з гармонізації термінології щодо запасів і ресурсів корисних копалин. Науковий стаж перевищує 25 років.

Автор понад 600 наукових праць, із них 63 монографії, 16 підручників для вузів, 20 препринтів і брошур, більш як 40 методичних розробок та інструкцій ДКЗ. Під його керівництвом захищено 2 докторські та 7 кандидатських дисертацій.

Під його керівництвом та за безпосередньої участі виконана геолого-економічна оцінка понад 2800 родовищ корисних копалин України.

Напрями наукових досліджень: геологія родовищ корисних копалин, інженерна геологія, медична геологія, геоморфологія, екологічна геологія, геоекологія, економічна геологія.







*Наукове видання*

ГАЙДІН Анатолій Маркович  
РУДЬКО Георгій Ілліч

# ТЕХНОГЕННИЙ КАРСТ

Технічний редактор: *Ю.В. Бабич*

Переклад: *В.В. Зубок*

Комп'ютерна верстка: *І.В. Стусик*

Формат 70x100/16. Ум. друк. арк. 16,25. Наклад 500 прим. Зам. № 1116.



Виготовлювач і видавець

**в и д а в н и ч и й д і м**  
p u b l i s h i n g h o u s e

Свідоцтво про внесення  
до Державного реєстру суб'єкта  
видавничої справи ЧЦ №1 від 10.07.2000 р.

**телефон**  
[0372] 552 943

**адреса**  
58000, м. Чернівці,  
вул. Радищева, 10

**e-mail**  
info@bukrek.net

**web-сайт**  
www.bukrek.net