

В.М. Болобан

**УМОВИ ФОРМУВАННЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ СОЛЯНОГО КАРСТУ У ЗВ'ЯЗКУ З
ВИКОРИСТАННЯМ СОЛЯНИХ МАСИВІВ ДЛЯ ПІДЗЕМНОГО БУДІВНИЦТВА**

V.M. Boloban

**GENERATION CONDITIONS AND INVESTIGATION METHODS OF SALT KARST IN VIEW OF USING
SALT BODIES FOR UNDERGROUND BUILDING**

Разработка залежей каменной соли и подземное строительство в соляных формациях осложнены таким опасным геологическим явлением, как соляной карст. Для предупреждения аварийных ситуаций, связанных с этим явлением, необходимо исследовать условия его формирования. Исследование соляного карста требует глубоких гидрогеологических знаний о территории и комплексного использования гидрогеологических, гидрогеохимических, геофизических и радиоизотопных методов.

Ключевые слова: соленосные формации, соляной карст, подземное строительство.

Salt beds exploitation and underground building in salt formations are complicated with such hazardous geological phenomenon like salt karst. For prevention of critical situation connected with this phenomenon it is necessary to study forming conditions of it. Salt karst studying need deep hydrogeological knowledge about research area and complex using of hydrogeological, hydrogeochemical, geophysical and isotopic methods.

Key words: salt formation, salt karst, underground building.

ВСТУП

Кам'яна сіль видобувається людством впродовж двох тисячоліть. Соляні поклади здавна використовували у якості середовища проходження шахт та інших гірничих виробок. На території сучасної України історія видобування кам'яної солі починається з часів бронзового віку, про що свідчать знахідки примітивних знарядь праці у соляних відкладах Закарпатського прогину. Зараз в нашій країні тверда кам'яна сіль розробляється шахтним способом та методом підземного вилуговування на Закарпатті, у Дніпровсько-Донецький западині та ін. [3, 5]. Соляні поклади використовуються людиною також у якості середовищ створення сховищ вуглеводнів, радіоактивних відходів, складських приміщень, науково-дослідницьких лабораторій, концертних залів, музеїв та ін. [3, 5]. Але історія використання шахт та рудників, пройдених у соляних відкладах, закінчується майже завжди однаково: затопленням виробки підземними водами внаслідок процесів соляного карсту.

Важливою умовою використання соленосних відкладів як середовища створення шахт, резервуарів та сховищ для нафти, газу і радіоактивних відходів є їх цілісність протягом тривалого часу [3, 5]. Явище соляного карсту може призвести до виникнення аварійних ситуацій, пов'язаних із затопленням шахти чи обвалами

стінок виробки. Соляний карст також може бути причиною порушення цілісності резервуарів та сховищ вуглеводнів або радіоактивних відходів. Підземний соляний карст може призвести до просадок денної поверхні, тим самим спричинити велику шкоду народному господарству. Тому дослідження карстових явищ є важливою складовою оцінки придатності соляних формацій у якості середовища інженерної діяльності людини та моніторингу несприятливих інженерно-геологічних процесів.

Узагальнення та аналіз інформації про умови формування і закономірності розвитку соляного карсту, наслідків цього явища на поверхні землі та під землею для його прогнозу, а також розгляд методів дослідження соляного карсту у зв'язку з використанням соляних масивів для підземного будівництва є метою даної роботи.

УМОВИ ФОРМУВАННЯ КАРСТУ

Карст — це порушення цілісності масивів розчинних гірських порід (карбонатів, гіпсів і ангідриду, солі, соди та ін.) внаслідок хімічної та, частково, механічної дії підземних і поверхневих вод. В результаті виникають поверхневі і підземні карстові форми. Розвиток карсту визначається гідродинамічними елементами дренажного потоку підземних вод. Для безнапірних і напірних водоносних горизонтів вони різні. В першому випадку розвиток карсту відбувається

так само, як і під впливом ерозійних урізів, а в другому карст, розвиваючись знизу вгору, створює підземні камери, які можуть викликати обвалення вищезалігаючих товщ [2, 4].

Для дослідження явищ соляного карсту та підземного вилуговування застосовуються геофізичні, гідрогеологічні, гідрогеохімічні та радіоізотопні методи. Вони дозволяють не лише виявити сліди палеокарсту, але і визначити сучасні процеси розчинення-просадки.

Умови формування карсту: наявність порід, що карстуються, приплив води, наявність розломів та тріщин.

Основні особливості карстоутворення у кам'яній солі обумовлені її дуже легкою розчинністю. Серед гірських порід, які карстуються, сіль є найбільш легкорозчинною породою. Підвищена тріщинуватість, великі глибинні розломи дренують потік підземних вод і тим самим збільшують здатність соляних формацій розчинятися. Розломи можуть порушувати цілісність водотривів і стимулювати міграцію підземних вод з інших водоносних горизонтів до солі. Прісна вода, розчиняючи сіль, набуває нових властивостей. Насичений розчин стає важчим за прісну воду на 20%.

Залежно від умов залягання давніх соляних тіл у земній корі та їх просторового співвідношення з прісними водами явище карстоутворення на поверхні соляного тіла, бокових частин та його підшві йде по-різному.

Необхідною умовою виникнення соляного карсту є переміщення водного потоку. Якщо вода на контакт з кам'яною сіллю «стояча», вона поступово насичується сіллю і подальшого розчинення не відбувається. Тобто постійний приплив прісної води є необхідною умовою розвитку соляного карсту.

Джерела води, що розчиняють соленосні формації, такі: метеорні води, які надходять до водоносного горизонту з країв басейну; насичені розчини з інших водоносних горизонтів басейну; води, що виділяються при перетворенні гіпсу в ангідрит; ювенільні та реліктові води [16, 26].

В областях живлення артезіанського басейну відбувається інфільтрація атмосферних опадів, які, проникаючи до соляного тіла, здатні спричинити явища карстоутворення. Розсоли можуть проникати у водоносні горизонти над чи під соляною структурою на границях басейну чи через систему розломів, тріщин та через літологічні вікна.

Іншим джерелом надходження прісної води до соляного тіла є процес перетворення гіпсу в ангідрит. Це відбувається, коли гіпс зазнає впливу температури та тиску, спричинених зануренням. При цьому перетворенні з 1 м³ гіпсу вивільнюється 0,486 м³ води і утворюється 0,62 м³ ангідриту. Розвиток басейну включає декілька циклів накопичення евапоритів, тому шари гіпсу можуть існувати над та під соляними шарами. Їх послідовне перетворення в ангідрит може, таким чином, супроводжуватися вивільненням великої кількості води як горизонтально, так і вертикально через тріщини [16, 17].

Крім того, джерелом слабомінералізованої води в особливій геологічній обстановці можуть бути ювенільні та реліктові води, які здатні виступати в якості мігруючих розчинників, хоча б на короткий період [7, 20].

Особливості водообміну біля соляного тіла можуть бути дуже складними і часто не визначаються з наявної інформації [28]. Найбільш детальні та цікаві дослідження особливостей водообміну сейсмічними методами були опубліковані у 1980 р. R.Y. Anderson, D.W. Kirkland [7]. Була досліджена система водоносних горизонтів: основний водоносний горизонт Делаверської групи, окремий водоносний горизонт Капітан Ріф у Делаверському басейні (Західний Техас та Південно-Східна Нью-Мексика, США). Кам'яна сіль соленосних формацій Кастіль та Саладо почала розчинятися, що призвело до перевідкладення солі, утворення нових соляних штоків, карстових структур. Вода під тиском з головного водоносного горизонту Делаверської групи рухалася вгору через тріщини до контакту з сіллю, яка почала розчинятися. Це призвело до просадок та утворення брекчій у вищезалігаючих товщах. Структури просідання стали причиною підйому артезіанських вод та контакту з формацією Саладо [16].

R.Y. Anderson та D.W. Kirkland прийшли до висновку, що густина розсолу разом з силою гравітації можуть бути рушійними силами водообміну, а складна зона тріщинуватості забезпечує ідеальну міграційну здатність розсолів та прісної води [16].

Шляхи розвантаження розсолів це вже інше питання, на яке існує стільки ж відповідей, скільки і геологічних ситуацій. В деяких випадках, коли прибуваюча прісна вода є метеорною, артезіанською, розсол може знайти шляхи виходу через відслонення в іншій частині басейну чи підняти внаслідок тиску через тріщини та

брекчіювані породи безпосередньо на поверхню [6, 16].

Malcolm K. Jenyon у 1986 р. згадував про описання випадків латерального руху розсолів у підземні проникні пастки чи, навпаки, вертикального вниз через старіші тріщинуваті породи, а потім латерального через пісковики [16].

НАСЛІДКИ СОЛЯНОГО КАРСТУ

До наслідків соляного карсту відносять підземні і наземні карстові форми. До підземних форм належать порожнини, канали, тріщини та печери. До наземних карстових форм — просадки денної поверхні, карстові блюдця, западини, лійки, понори, кари, шахти, колодязі, карові поля та ін. Коли сіль переміщується внаслідок розчинення, вищезалюгаючі формації просідають, зазвичай призводячи до повільної просадки в поєднанні з переміщенням матеріалу. Просідання може трапитися, як показують результати буріння, через брекчіюні утворення, які часто залюгають на соляних формаціях [6, 25].

Приклади деяких катастрофічних наслідків соляного карсту. У світі існує багато прикладів катастрофічних наслідків соляного карсту, який призвів до величезних матеріальних збитків та закриття гірничих виробок.

12 вересня 2001 р. на соляному родовищі Окніль Марі у Румунії частково обвалилася покрівля великої камери розчинення. Утворився величезний провальний кратер, і маса розсолу потрапила у сусідню долину. Наступний обвал виник 15 липня 2004 р. Причиною цієї аварійної ситуації стало неконтрольоване вилуговування солі за часів колишнього радянського режиму з 1970 по 1993 р. Внаслідок об'єднання менших камер утворилася велика порожнина і розсоли потрапили на поверхню. Кінцева порожнина була виповнена 4 млн м³ розсолів і мала довжину 350 м [29].

На польському родовищі Барич поблизу Кракова у період з 1923 по 1993 р. внаслідок соляного карсту утворилося 33 порожнини шириною 27 та глибиною 27 м; регіон зазнав численних зсувів та просядок. Впродовж періоду з 1984 по 1986 р. на соляному родовищі Лежковіч утворилася велика глибока порожнина [12, 31].

Дві камери вилуговування на соляному родовищі поблизу м. Лорейн у Франції, утворені у 1967 р., несподівано об'єдналися в одну в 1971 р. Протягом 1982 р. соляні цілики у покрів-

лі виробки розчинилися і почали контактувати з потужною 25-метровою товщею мармуру. У жовтні 1992 р. мармури обвалилися, оголивши значну частину покрівлі, що призвело до контакту з доломітами Бемонт. 4 березня 1998 р. над камерами вилуговування утворилися порожнини завдовжки 50 та глибиною 40 м. Це спричинило обвал покрівлі виробки. У порожнину надійшло 300 тис. м³ прісної води [9].

Неконтрольоване видобування розсолів з 1888 р. призвело до обвалу на родовищі Каргіл поблизу Хатчінсона у Канзасі, США. Обвал почався 21 жовтня 1974 р. Протягом 4 год кратер збільшився до 60 м у діаметрі, а через 3 дні утворилася депресія діаметром 90 та глибиною 15 м. Аналіз причин виникнення цієї ситуації показав, що декілька попереджуючих знаків, особливо збільшення просадки, були зафіксовані, але проігноровані. Після провалу покрівлі на родовищі та втрати частини соляних виробок, родовище було закрите [11, 14, 30].

19 лютого 1954 р. поблизу Віндсора в Онтаріо, Канада виповнена водою депресія, що мала діаметр 120–150 і глибину 7,5 м і яка утворилася протягом кількох годин, знищила велику частину соляного родовища. 9 січня 1971 р. на родовищі Поїнт Хенепін у Мічігані, США утворився перший просядочний кратер, після кількох місяців він досяг 65 м. Другий кратер розвинувся у квітні та травні 1971 р.; він мав 120 м у діаметрі та 35 м глибини [21, 27].

Аварійна ситуація на соляній шахті Ретсоф у Нью-Йорку почалася рано вранці 12 березня 1994 р. із землетрусу, який мав магнітуду 3,6. Над двома шахтними виробками утворилися дві великі депресії діаметром 100 м. Катастрофічний провал почався з порушення цілісності однієї секції шахти на глибині 340 м. Обвал стінок виробки супроводжувався надходженням розсолів та метану з потоком підземних вод через тріщинуваті вапняки, які залюгали вище. Через місяць 18 квітня прилегла шахтна виробка також обвалилася [13, 23].

Прикладом негативних наслідків соляного карсту в Україні може слугувати ситуація на Солотвинському родовищі. На початку лютого 2008 р. катастрофічні провали, спричинені надходженням води до соляних покладів, призвели до необхідності призупинення гірничих робіт на шахті № 9, а також закриття солелікарні. На Стебницькому родовищі приплив води в рудник № 2 спричинив утворення порожнин у місці контакту солей з покривними породами. Порож-

нини почали поглинати води р. Вишниця, що викликало утворення великих провалів і просідання поверхні на площі близько 5 га. Провал наближається до дороги Львів—Трускавець, і на ній уже утворилися тріщини. В зоні небезпечних деформацій перебувають водогін і лінія електропередач, які живлять навколишні населені пункти і підприємства. У Калуші шахти вже майже повністю затоплені, вода заливає й кар'єр. Карстові процеси загрожують проривом води з р. Сивка в кар'єр. Над виробленим простором шахт відбувається просідання поверхні, що супроводжується підтопленням та затопленням поселень [2].

Приклади наслідків гіпогенного карсту. Гіпогенний карст — це глибинний карст, що розвивається у відкладах перекритих потужними товщами порід, без участі інфільтраційних вод. У ролі рушійної сили потоку флюїдів виступають градієнти густини та температури. Він завжди добре розвинений в евапоритових фаціях у зв'язку з високим ступенем їх розчинності [17].

Оскільки кам'яна сіль відноситься до евапоритових формацій, карстові процеси у них також варті уваги. Виникнення карсту в евапоритах може активізувати цей процес і у соляних відкладах. Тому, вивчаючи процеси карстоутворення у солі, важливо досліджувати відклади над та під соляним тілом.

Прикладом гіпогенних карстових процесів у евапоритових породах може стати печера Кофі (Нью-Мексіка, США). Печера Кофі розташована у східній частині долини р. Пекос, приблизно 20 км на північ від Карлсбаду (Нью-Мексіка, США). Печера утворена в евапоритових формаціях Севен Ріверс Делаверського басейну.

Делаверський басейн розташований в південно-східній частині Нью-Мексіки та в західній частині Техасу. Стратиграфічний розріз басейну представлений відкладами від докембрійського віку до четвертинного, проте близько 95% порід сформувалися протягом пермі. Формація Севен Ріверс представлена шельфовими фаціями середньої пермі (Гвадалупського часу), до яких належать доломіти, але в північному напрямку вони змінюються прошарками гіпсу і червоноколірними аргілітами. В пізній пермі накопичилися потужні товщі евапоритів, що виповнили площу басейну та прилеглу шельфову зону. Евапорити формації Севен Ріверс мають потужність 150 м, представлені ангідритом із пластами кам'яної солі біля покрівлі та гіпсу на

поверхні. Евапоритовий карст поширений по регіону Пекос не лише у межах формації Севен Ріверс, але також і в інших пермських евапоритових формаціях Артезіанської групи — Есо, Сан Андреас, Кастіль, Саладо, Раствлер. Задokumentовані численні порожнини і печери на площі декількох кілометрів на схід і захід від р. Пекос та від Техасу — північної частини Санта Роса, Нью-Мексіка. Більшість порожнин розчинення є порівняно малими і не несуть загрози людям, але є багато тріщин різної форми, які відповідають різним фазам спелеогенезису. Канали у печерах і звичайні діагностичні морфологічні тріщини мезомасштабу у межах окремих печер є результатом гіпогенного спелеогенезису, в той час як відклади печер вказують на пізнішу фазу непокривного розвитку [22].

Печера Кофі є прямим свідченням гіпогенного трансверсного спелеогенезису, який контролюється потоком підземних вод у формаціях та конвекцією у межах формації Севен Ріверс Делаверського басейну. Комплекс каналів печери, які розвинені у трьох напрямках, вказує на її гіпогенне походження, де напірний потік призвів до однакового розчинення у різних площинах деформацій. Комплексне дослідження морфології тріщин у печері забезпечило отримання унікального свідчення гіпогенного спелеогенезису внаслідок висхідного конвективного потоку [15, 22, 25].

Карстові процеси спостерігались в межах Нью-Мексіки протягом багатьох десятиліть, але ці процеси в основному пов'язувались з незвичним хімічним складом підземних вод у пермських карбонатах гір Гвадалупе, специфічним кислотним спелеогенезисом. Сульфіднокислотний карст часто називається гіпогенним, але ці два терміни не є взаємозамінними. Той процес, що був визначений як сульфіднокислотний карст у горах Гвадалупе, є насправді гіпогенним процесом, який контролюється пористістю і був посилений агресивністю води, що містила сульфіди. Річка Пекос відіграє головну роль у формуванні геоморфології районів Нью-Мексіка і Західний Техас, а також впливає на гідрологічну і спелеогенетичну еволюцію регіону з ранньої крейди. Карстові тріщини у долині р. Пекос вказують на послідовне заглиблення потоку. Це заглиблення стало головною рушійною силою руху підземних вод у масштабах басейну у кайнозої. Сучасні артезіанські джерела у східній частині Нью-Мексіки свідчать про продовження гіпогенних процесів у наш час на ба-

гатьох площах басейну р. Пекос [15, 26].

Приклади наслідків техногенної діяльності, яка посилює природний соляний карст. Прикладом виникнення просянок денної поверхні внаслідок природного та техногенного соляного карсту можуть слугувати просянки у Великобританії. Задокументовано, що на її сучасній території мінералізовані джерела для видобування солі використовувались ще в I–X ст. і навіть раніше. Ці мінералізовані джерела відомі з часів Римської імперії, також існують згадки про їх використання у XI–XVI та XVII–XVIII ст. Навіть місцеві назви населених пунктів свідчать про тривалу історію солевидобування на території Великобританії. До площ поширення соляного карсту належать Чешир, Стафордшир, Ленкашир, Ворцестершир, Північна Ірландія, Тісайд та Йоркшир. Розвиток соляного карсту на цих територіях був спричинений рухом підземних вод та змінами їх режиму впродовж останнього і, можливо, давніших зледенінь. Під час останнього зледеніння північна і центральна частини цієї території були вкриті потужним льодовиком, що призвело до підняття напорів підземних вод внаслідок впливу льодовикових вод. Підняття напорів спричинило вимивання розсолів, прискорюючи розчинення поверхні соляних порід та поглиблюючи цей процес. Коли льодовик розтанув, режим підземних вод змінився. Внаслідок останнього зледеніння глибини розвитку соляного карсту стали великими. Чим потужнішим був льодовий покрив, тим глибше розвивався соляний карст.

Особливості розвитку соляного карсту також залежать від літологічних особливостей порід, які перекривають сіль. В межах Великобританії відклади тріасу представлені сіллю, аргілітами та алевролітами, часто з прошарками гіпсу. В місцях циркуляції підземних вод та переміщення солі лише нерозчинні породи залишаються на місці утворення у вигляді брекчії. Процес активного розвитку карсту відбувається на глибинах від 30 до 130 м, а у Чеширі — до 180 м. Над площею його розвитку виникають численні просянки денної поверхні. Довжина цих просянок утворень становить від 20 до 200 м, а довжина лінійних депресій — декілька кілометрів. Також у місцях розвитку соляного карсту та просянок існують мінералізовані джерела. У Чеширі мінеральні джерела виникли у багатьох місцях, включаючи Норсвіч, Мідлвіч, Нантвіч та Вінсфорд. Природні просянки утворилися спо-

радично по всій площі поширення солі. У XIX ст. просянки внаслідок соляного карсту спричинили велику шкоду будівлям у Вайбенбарі. Багато природних озер, таких як Розейн Мер, були утворені в результаті розчинення солі протягом девенсіанського льодовиків'я. У Стафордширі наслідком процесів розчинення-просянки стало утворення прісного озера Чартлі Мос. У Ленкаширі довжини площ просянки сягають від 30 до 150 м, просяночні западини містять до 10 м відкладів, які накопичилися впродовж останніх 12 тис. р. Ці відклади вказують на масштаби та швидкість карстифікації, яка відбувалася під землею. На території Ворцестерширу в місцях розчинення солі спостерігалось просідання товщі покривних порід потужністю 90 м, внаслідок чого утворилася западина шириною 1–2 та довжиною 12 км. Найбільш відомим зафіксованим наслідком соляного карсту у Північній Ірландії є провал покрівлі у соляній шахті Енант у 1990 р. Карстові утворення Тісайду знаходяться на великих глибинах і можуть бути свідченням палеокарсту або наслідками процесів розчинення під час останнього зледеніння. Вплив льодовика є не єдиною причиною розвитку соляного карсту на території Великобританії. Техногенна діяльність людини, а саме інтенсивне неконтрольоване солевидобування, зробила свій внесок у розвиток цього несприятливого процесу [10].

МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ СОЛЯНОГО КАРСТУ У ЗВ'ЯЗКУ З ВИКОРИСТАННЯМ СОЛЯНИХ МАСИВІВ ДЛЯ ПІДЗЕМНОГО БУДІВНИЦТВА

Для дослідження питання соляного карсту, його визначення застосовують такі методи: гідрологічні, геофізичні, гідрогеохімічні, радіоізотопні.

Наявність розсолів навколо соляного тіла ще не є свідченням карстоутворення. Як вже зазначалося вище, необхідною умовою виникнення соляного карсту є постійний приплив прісної води. Якщо цього не відбувається, розчин навколо соляного тіла насичується сіллю і подальше розчинення припиняється. Важливо визначити походження розсолу навколо соляного тіла: чи він утворився шляхом інфільтрації атмосферних опадів, чи це є похований розсол, чи він утворився внаслідок змішування попередніх двох типів розсолів.

Потреба у точній ідентифікації різних типів розсолів стає ключовою, коли соляні структури у басейнах осадконакопичення розглядаються

в якості середовища підземного будівництва. Вивчення ділянки, обраної для обладнання сховища, вимагає глибоких знань про циркуляцію флюїдів у межах соляної структури і поблизу неї в даний час і в минулому [28].

Гідрогеологічних та геофізичних методів дослідження недостатньо для виявлення процесу соляного карсту та визначення придатності соляного тіла для зберігання і поховання вуглеводнів та радіоактивних відходів. Аналізи ізотопів сірки, кисню, водню, бору та інших ізотопних співвідношень елементів довели свою здатність бути ефективними трасерами у питаннях встановлення походження, живлення, шляху потоку, часу фільтрації та змішування підземних вод.

Побудова двовимірних гідравлічних моделей, які враховують мінливість густини рідини, дозволяє визначити механізми формування солоності глибинних розсолів. Крім того, критичними факторами аналізу безпечності є оцінка захисних властивостей порід, які оточують соляне тіло, та динаміки підземних вод.

Прикладом застосування ізотопного аналізу при дослідженні придатності соляної структури в якості сховища є солянокупольна структура Горлебен у Північній Німеччині.

У Німеччині соляні формації розглядаються як середовище для сховищ радіоактивних відходів. Солянокупольна структура Горлебен у північно-східній частині Нижньої Саксонії досліджується з 1979 р. для визначення її придатності в якості сховища для всіх видів відходів. Широкомасштабна програма гідрогеологічних досліджень, яка включає гідрогеологічні, гідрохімічні та геофізичні дослідження, була започаткована в 1979 р. і майже завершена в 1985 р. У 1996 р. дослідження поширилися на північ від Горлебен у колишній Німецькій Демократичній Республіці. Ці дослідження були завершені у 1999 р. Загалом, було створено 145 дослідних свердловин глибиною до 275 м і 390 спостережних свердловин; площа досліджуваної території дорівнює 400 км² [24].

Солянокупольна структура Горлебен має довжину майже 14 км та ширину 4 км. Ця структура була сформована внаслідок галокінетичних процесів у відкладах Цехштейн. Синекліза виповнена потужними мезозойськими та кайнозойськими відкладами, які над структурою еродовані. Покривні відклади над та навколо соляного тіла представлені неконсолідованими четвертинними та кайнозойськими відкладами, які мають потужність 300 м і формують систему

водоносних горизонтів та водотривів. Основа системи водоносних горизонтів складена послідовністю непроникних глин і сіллю еоценового та олігоценного віку (потужність 100 м). Глини та сіль відділяють систему підземних вод, яка досліджується, від глибоких мезозойських водоносних горизонтів з мінералізованими підземними водами. Вищезалігаючі міоценові піски з прошарками бурого вугілля (лігнітові піски) формують водоносний горизонт регіонального поширення, який має потужність 100–130 м на площі навколо структури Горлебен. Ці піски трапляються по всій площі бортів синеклізи, але вони були еродовані над соляним тілом внаслідок послідовних піднімань, спричинених галокінезом. Лігнітові піски залягають на непроникних глинах Гамбург, які мають потужність 120 м [8]. На початку плейстоцену структура Горлебен була широко вкрита непроникними кайнозойськими глинами. Протягом льодовикового віку Ельстеріан був сформований прильодовиковий ерозійний канал (ерозійний канал Горлебен), який прорізає соляну структуру у північно-східному напрямку [19]. Кайнозойські глини були еродовані вздовж цього каналу, і четвертинні відклади були відкладені на вершині покривних відкладів або прямо на солі в деяких місцях. Нижня частина відкладів каналу складена проникними пісками та гравієм потужністю від 50 до 120 м. Вони залягають на непроникних глинах Лауенбург, які були відкладені за умов холодного клімату віку Ельстеріан. Їх потужність варіює від декількох метрів до 100 м. Неоднорідна послідовність вищезалігаючих відкладів Вечзеліан та Сааліан складається з добре проникних як у вертикальному, так і горизонтальному напрямках гравію, піску, солі та глин, які загалом об'єднуються в єдиний гетерогенний водоносний горизонт [8].

З гідрогеологічної точки зору стратиграфічна послідовність над соляною структурою та навколо неї може бути поділена на верхню та нижню системи водоносних горизонтів. Лігнітові піски і піски каналу Ельстеріан гідравлічно пов'язані з північною частиною структури та формують нижній водоносний горизонт, в той час як відклади Вечзеліан і Сааліан належать до верхньої системи водоносних горизонтів. На досліджуваній ділянці два водоносних горизонти поділені водотривом, який утворений глинами Гамбург та Лауенбург у ерозійному каналі Горлебен. На деяких площах, таких як над структурою Горлебен, глини Гамбург були локально

еродовані протягом четвертинного віку, тому два водоносних горизонти стали з'єднаними. В межах ерозійного каналу Горлебен глибини, на яких знаходиться ложе водоносного горизонту, становлять 180–240 м нижче рівня моря; максимальні глибини ложа водоносного горизонту у північно-західній частині борту синеклізи сягають 340 м нижче рівня моря. Ця різниця у глибинах між північною частиною ерозійного каналу Горлебен та центральною частиною борту синеклізи є найбільш важливим гідравлічним фактором, який контролює потік високомінералізованих вод [8].

Були проаналізовані ізотопи сірки та кисню з сульфат-іону для побудови гідрогеологічної моделі площі над солянокупольною структурою Горлебен у Північній Німеччині. Високомінералізовані води з глибших частин нижньої системи водоносних горизонтів характеризуються, скоріше, стабільним ізотопним складом сульфат-іону, який є типовим для пермських евапоритів Цехштейн ($\delta^{34}\text{S} = 9,6\text{--}1,9\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 9,5\text{--}12,1\text{‰}$) [8].

Над цією зоною знаходиться транзитна зона, яка містить ґрунтові води з середньою солоністю та трішки вищими значеннями результатів ізотопного аналізу (в середньому $\delta^{34}\text{S} = 16,6\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 15,3\text{‰}$). Обмежений водоносний горизонт на вершині нижньої системи водоносних горизонтів нижче погано проникних глин Гамбург має меншу мінералізацію і характеризується екстремальними значеннями ізотопу ^{34}S (average $\delta^{34}\text{S} = 39,1\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 18,4\text{‰}$). Це свідчить про те, що бактеріальна сульфатредукція є основним геохімічним процесом у цій зоні [8].

Дві площі з різним ізотопним складом виділяються у приповерхневих горизонтах підземних вод верхньої гідрогеологічної системи. Сульфати у підземних водах поблизу річок Ельба та Льокніц мають типові метеорні значення ($\delta^{34}\text{S} = 5,2\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 8,2\text{‰}$), в той час як центральна частина площі характеризується більш підвищеними ізотопними співвідношеннями ($\delta^{34}\text{S} = 12,7\text{‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 15,6\text{‰}$) [8].

Два основних сульфатовмісні басейни на досліджуваній площі представлені пермськими сульфатними морськими водами та сульфатними водами метеорного походження, які сформувалися внаслідок змішування метеорних вод з сульфатами, утвореними в результаті окислення піриту [8].

Результати ізотопного аналізу сірки та кисню з підземних вод навколо структури Горлебен

дали відповідь на питання походження цих вод. Було встановлено, що розсоли, які оточують структуру, утворилися в результаті змішування реліктових розсолів і підземних вод метеорного походження.

Ізотопний аналіз та двовимірні гідравлічні моделі застосовувались для визначення походження вод у непрацюючій шахті Конрад у Північній Німеччині. Ця шахта досліджувалася в якості сховища для радіоактивних відходів, оскільки геологічна будова даної території цікава потужною товщею тріасових глин, які можуть слугувати екраном для сховища.

Хімічні аналізи та вивчення ізотопів тривали сім років. Досліджувана територія є частиною Північно-Німецького басейну, який вміщує потужні морські мезозойські відклади та приблизно 1000 м евапоритів пермі і тріасу. Евапоритові утворення формують діапіри, які піднімаються вгору. Структурний розвиток цього району в основному є результатом процесу галокінезу. Відклади тріасу й юри на досліджуваній території мають загальні потужності 2000 м. Послідовність відкладів складена в основному погано проникними мергелями морського генезису та аргілітами, а також проникними пісковиками і карбонатними породами. Протягом пізньої юри накопичення залізної руди шахти Конрад відбувалося на краях мульд соляних діапирів. Відклади юри перекриваються погано проникними аргілітами нижньої крейди, які мають потужність 500 м. Там, де діапіри досягли денної поверхні, можлива інфільтрація метеорних вод у мезозойські відклади [18].

Були побудовані двовимірні гідравлічні моделі, які враховували мінливість густини рідини. Завдяки цьому стало можливим визначення механізмів формування солоності глибинних розсолів. Лінійне вертикальне збільшення солоності і споріднених іонних співвідношень у шахті Конрад вказує на те, що шахтні води були сформовані за допомогою двох складових перемішування: насичених залишкових розсолів, які надійшли з більш глибоких евапоритів, та більш розбавлених хлоридно-натрієвих розсолів. Було встановлено, що градієнт солоності є результатом переважно дифузивного масопереносу з глибокозалегаючих соленосних відкладів на поверхню [18].

Двовимірне моделювання регіонального руху підземних вод, яке залежить від солоності, показало, що такий рух є незначним та існує лише у глибоких водоносних горизонтах. Це го-

ворить про те, що система солоних вод контролюється процесом дифузії [18]. Отже, досліджувана шахта може бути використана в якості сховища.

ВИСНОВКИ

Соленосні формації та солянокупольні структури на великих глибинах є середовищем інженерного будівництва людини, можуть бути зручним середовищем шахтного будівництва, облаштування сховищ вуглеводнів та радіоактивних відходів. Перед створенням шахтної виробки чи побудовою сховища у соляних формаціях важливо оцінити довготермінову безпеку об'єкта та всі можливі ризики, пов'язані з його використанням. Одним з найважливіших елементів такої оцінки є дослідження питання соляного карсту. Це питання варто розглядати у світлі гідрогеологічних особливостей досліджуваної території, в поєднанні з інформацією про розломи, історію розвитку території. Необхідною умовою виникнення соляного карсту є переміщення водного потоку, постійний приплив до соляного тіла прісних вод (ненасичених розчинів). Його розвиток контролюється тектонічними розломами та техногенною діяльністю. Існують різні джерела надходження води, яка контактує з соляним тілом, її кількість залежить від походження. Тому при дослідженні карстових процесів у соляних формаціях важливо встановити генезис розсолів, які оточують структуру.

Гідрогеологічні, гідрогеохімічні, геофізичні, радіоізотопні методи і побудова двовимірних гідравлічних моделей потоку підземних вод дають можливість виявити та дослідити явище карсту, встановити історію його проявів у минулому. Використання гідрогеологічних методів дозволяє встановити, чи існує постійний приплив прісних вод до соляного тіла, чи відбувається процес розчинення солі. За допомогою гідрогеохімічних методів визначається хімічний склад розсолів, які контактують з соляним тілом. Геофізичні методи допомагають зафіксувати просадки денної поверхні, які несуть загрозу господарській діяльності людини і є свідченням розвитку соляного карсту, а також ущільнення гірських порід на глибинах, що може бути проявом палеокарсту. Побудова двовимірних гідравлічних моделей потоку підземних вод дозволяє визначити механізми, які контролюють їх рух, та зробити довготерміновий прогноз роботи сховища. Використання радіоізотопних методів показало свою ефективність у визначенні віку

і походження розсолів, які контактують з соляним тілом.

Для запобігання розвитку техногенного карсту необхідно дотримуватися такого: удосконалювати технології видобування корисних копалин (збереження водозахисної товщі, соляного дзеркала та ін.); аналізувати палеокарст і вивчати гідрогеологічні умови за допомогою ізотопії; проводити моніторинг на споруджених сховищах для регулювання просадок поверхні; будувати моделі, що враховують особливості ділянок; деталізувати структурно-текстурні особливості та пов'язані з ними фізико-механічні властивості порід в зоні виробки.

1. *Бондаренко М.Д.* Динаміка і прогноз стану геологічного середовища соляних і сірчаних родовищ Передкарпаття: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. — Львів, 2001. — 14 с.
2. *Горная энциклопедия.* / Гл. ред. Е.А. Козловский. — М.: Сов. энциклопедия. Т. 2. Геосферы — Кеная. 1985. 575 с.
3. *Литологические критерии оценки и перспективы строительства подземных сооружений различного целевого назначения в соляных толщах.* — Киев, 1969. — 46 с. — (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 89-3).
4. *Максимович Г.А.* Основы карстоведения. Т. 1. Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста. — Пермь, 1963. — 444 с.
5. *Шехунова С.Б.* Досвід використання підземних виробок соленосних формацій // Геолог України. — 2007. — № 1. — С. 44–52.
6. *Anderson R.Y., Kietzke K.K. and Rhodes D.J.* Development of dissolution breccias, northern Delaware Basin and adjacent areas. In New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. Circular 159, ed. Austin G.S.: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. 1978. — P. 47–52.
7. *Anderson R.Y. and Kirkland D.W.* Dissolution of salt deposits by brine density flow // *Geology.* — 1980. — Vol. 8. — P. 66–69.
8. *Berner Zolt A., Stüben Doris, Leosson Markus A., Klinge Hans.* S- and O-isotopic character of dissolved sulphate in the cover rock aquifers of a Zechstein salt dome. — Karlsruhe, Germany: Institut für Mineralogie und Geochemie, University of Karlsruhe. 2001. — P. 1515–1528.
9. *Buffet A.* The collapse of Compagnie des Salins SG4 and SG5 drilling // *Proc. S.M.R.I. Fall Meeting.* — Rome, 1998. — P. 79–105.
10. *Cooper Anthony H.* Halite karst geohazards (natural and man-made) in the United Kingdom // *Environmental Geology.* — 2002 — Vol.42. — P. 505–512.
11. *Dyni R.C.* Subsidence investigations over salt solution mines, Hutchinson, Kansas: United States Bureau of Mines Information Circular 9083, 1986.
12. *Garlicki A.* Solution mining of Miocene salts in Poland and its environmental impact // H. a. T. Hoshi Kakihana, ed., *Proc. 7th Symp. On Salt, Kyoto, Japan, April 1992.* — Amsterdam: Elsevier Science, 1993. — P. 419–424.
13. *Gowan S.W., Trader S.M.* Mine failure associated with

- a pressurized brine horizon: Retsof Salt Mine, Western New York // *Application & Environmental & Engineer*, 1999. — Vol. 6. — P. 57–70.
14. *Hendron A.J., Lenzini P.A.* Subsidence investigation at Well № 56, Carey Salt Brinefield, Hutchinson Kansas // *SMRI Research Project Report*. — 1983. — Vol. 83–0001-SMRI. — P. 67.
 15. *Land L.* Evaporite karst and regional groundwater circulation in the lower Pecos Valley // *Johnson K.S., and Neal J.T., eds., Evaporite Karst and Engineering and Environmental Problems in the United States*. — Oklahoma: Geological Survey Circular, 2003. — Vol. 109. — P. 227–232.
 16. *Jenyon Malcolm K.* Salt tectonics. — Elsevier: Applied Science Publishers LTD, 1986. — 194 p.
 17. *Klimchouk A.* Speleogenesis under deep-seated and confined conditions. — Huntsville, Ala., National Speleological Society, Ins., 2000. — P. 244–260.
 18. *Klinge H., Vogel P & Schelkes K.* Chemical composition and origin of salt formations underground waters of Konrad mine in Germany. Federal Institute for Geosciences and Natural Resources. — Hannover, Germany, 1999. — P. 365–402.
 19. *Kloppmann W., Négrel Ph., Casanova J. et al.* Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German Basin). Evidence from boron, strontium, oxygen, and hydrogen isotopes. — Hannover, Germany, 2001. — P. 4087–4101.
 20. *Kohout F.A., Meisler H., Meyer F. et al.* Hydrogeology of the Atlantic Continental Margin // *Sheridan R., and Grow J., eds., The Geology of North America; the Atlantic Continental Margin, U.S.: Boulder, Colo. Geolog. Soc. America*. — 1988. — Vol. 1–2. — P. 463–480.
 21. *Nieto A.S., Russel D.G.* Sinkhole Development in Windsor-Detroit Solution Mines and the Role of Downward Mass Transfer in Subsidence // *Situ*, 1984. — Vol. 8. — P. 293–327.
 22. *Palmer A.N., Dreybrodt W. eds.* Speleogenesis // *Evolution of Karst Aquifers* // Huntsville, Ala., National Speleological Society, Ins. 2000. — P. 244–260.
 23. *Payment K.A.* Loss of the Retsof salt mine: legal analysis of liability issues // *Geermann R.M., ed., Proc. 8th World Salt Symp., Salt 2000, The Hague, 2000* // *Application & Environmental & Engineer*, 2000. — Vol. 1: Amsterdam, Elsevier. — P. 399–404.
 24. *Schelkes K., Vogel P., and Klinge H.* Density-Dependent Groundwater Movement in Sediments Overlying Salt Domes - The Gorleben Site Example // *Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Stilleweg 2, 30655. — Hannover, Germany. — 2001. — Vol. 26, № 4. — P. 361–365.*
 25. *Stafford K.W., Land L. and Klimchouk A.* Hypogenic speleogenesis within Seven Rivers Evaporites: Coffe Cave, Eddy County, New Mexico // *J. Cave and Karst Studies*. — 2008. — Vol. 70, № 1. — P. 47–61.
 26. *Stafford K.W., Land L. and Klimchouk A., Marcus O.G.* The Pecos River hypogene speleogenetic province: a basin-scale karst paradigm for Eastern New Mexico and West Texas, USA // *J. Cave and Karst Studies*. — 2007. — Vol. 69, № 1. — P. 58–63.
 27. *Terzaghi R.D.* Brinefield subsidence at Windsor, Ontario // *Third symposium on Salt. — 1971. — Vol. 2: Cleveland, Ohio, Northern Ohio Geological Society. — P. 298–307.*
 28. *Toth J.* Groundwater as a geologic agent and overview of the causes, processes, and manifestation // *Hydrogeology J.* — 1999. — Vol. 7. — P. 1–14.
 29. *Von Tryller H.* The Cavern Field № 11 in Ocnele Mari — History, Present and Future: Solution Mining Research Institute Proceedings, Spring Meeting, 28 April — 1 May, 2002. — Banf, Canada, 2002. — P. 10.
 30. *Walters R.F.* Land subsidence in central Kansas related to salt dissolution // *Kansas Geological Survey Bulletin* 214, 1978. — P. 1–82.
 31. *Zuber A., Grabczack J., Garlicki A.* Catastrophic and dangerous inflows to salt mines in Poland as related to the origin of water determined by isotope methods // *Environmental Geology*. — 2000. — Vol. 39. — P. 299–311.

Інститут геологічних наук НАН України, Київ
E-mail: spoznyakov@bigmir.net

Рецензент — канд. г.-м. наук С.Б. Шехунова