

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.252296>

УДК 551.2 + 551.3

О.Б. КЛИМЧУК

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна

E-mail: klimchouk.2020@gmail.com

НАСКРІЗНІ ФЛЮІДОПРОВІДНІ СТРУКТУРИ: МОРФОГЕНЕТИЧНА КЛАСИФІКАЦІЯ ТА ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПІВ

Наскрізнi флюїдопровiднi структури є основними елементами дренажної системи осадового чохла та відіграють важливу роль у міграції флюїдів, еволюції осадових басейнів та літогенезі, формуванні та експлуатації флюїдогенних родовищ (у тому числі вуглеводнів і металів), використанні геотермальної енергії, оцінці ризиків витоків при геологічному похованні радіоактивних відходів, CO₂ та інших матеріалів. Вони широко розповсюджені і характеризуються різноманітністю морфології та походження, проте є недостатньо систематизованими за цими ознаками, що ускладнює їх ідентифікацію та інтерпретацію. В цій статті на основі аналізу та узагальнення літературних джерел і даних власних досліджень розроблено їх морфогенетичну класифікацію та надана характеристика виділених типів. На першому рівні класифікації наскрізні флюїдопровідні структури поділяються на чотири групи за характером домінуючих процесів формування: тектонічні, флюїдодинамічні, карстові (розчинення) та карстово-гравітаційні. На другому та третьому рівнях групи та види структур виділяються за структурно-морфологічними та речовинними ознаками з урахуванням особливостей механізмів та умов утворення. В роботі розвинуті та уточнені уявлення про механізми формування структур деяких типів. Показано, що карстоутворення, зокрема гіпогенне, є провідним процесом формування найбільш високопроникних наскрізних флюїдопровідних структур і, відповідно, найбільш контрастних гідрогеологічних аномалій та їх геологічних наслідків.

Структури відносно невеликих вертикальних розмірів та стратиграфічного охоплення (крізьшарові, крізьсвітні) можуть бути елементарними і мати однозначне походження, хоча повсюдно демонструють ознаки накладених змін, які істотно впливають на їхню флюїдообмінну функцію. Запропонована класифікація застосовна головним чином до невеликих та елементарних структур, тоді як великі (крізьформаційні, крізьчохольні) зазвичай мають складне походження, що потенційно включає спільну або послідовну дію процесів тектонічного або гідравлічного розриву, флюїдизації, метасоматозу, розчинення/карстоутворення та обвалення. Такий полігенетичний характер обумовлений речовинною і механічною гетерогенністю розрізів вміщуючих товщ та зміною властивостей флюїдів при їх висхідній міграції, а також у часі. Проте віднесення структур до виділених генетичних категорій може здійснюватись за характером домінуючих процесів формування.

Ключові слова: наскрізні флюїдопровідні структури; морфогенетична класифікація; флюїдообмін.

Цитування: Климчук О.Б. Наскрізні флюїдопровідні структури: морфогенетична класифікація та характеристика типів. *Геологічний журнал*. 2022. № 2 (379). С. 03—45. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.252296>

Citation: Klimchouk O.B. 2022. Throughoing fluid-conducting structures: morphogenetic classification and characterization of types. *Geologičnij žurnal*, 2 (379), 03-45. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.252296>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2022. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2022. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ

У першій статті цього циклу (Климчук, 2022) виконано аналіз та узагальнення уявлень і загальних відомостей про наскрізні флюїдопровідні структури (НФ-структури). У згаданій роботі такі структури визначені як дискордантні до нормального напластування осадових порід (поперечні, субвертикальні) розривні деформації та інші геологічні тіла, що перетинають пластові тіла різних рангів або більші інтервали земної кори та зумовлюють (у минулому чи теперішньому) аномально високу вертикальну проникність і локалізацію флюїдних потоків. Вони мають практично повсюдне поширення і є інтегральною частиною дренажної системи верхньої кори. НФ-структури відіграють ключову роль у флюїдообміні, включно з міграцією вуглеводнів і забруднювачів, що обумовлюється їх перетинаючим і наскрізним характером по відношенню до шаруватих неоднорідностей, у тому числі до ізолюючих інтервалів, та, зазвичай, набагато вищою проникністю у порівнянні з вмщуючими породами. Наскрізний по вертикалі характер НФ-структур та локалізований вздовж них вертикальний флюїдообмін через латеральні літологічні та гідродинамічні межі супроводжується порушенням рівноважного стану системи «вода—порода» та взаємодією каналових флюїдів з вмщуючими породами та пластовими водами, викликає різні перетворення самих

наскрізних каналів і вмщуючих порід та формування термальних і геохімічних аномалій (Климчук, 2022).

Попри усвідомлення величезного значення НФ-структур у флюїдообміні, літогенезі та численних практичних аспектах пошуку та використання ресурсів (Лукин, 2004, 2014; Беленицькая, 2011; Cartwright et al., 2007; Hurst, Cartwright, 2007; Andersen, 2012; Cartwright, Santamarina, 2015; Шестопалов и др., 2018 та ін.), залишались недостатньо розробленими і часто суперечливими важливі питання номенклатури і термінології таких структур, їх морфологічної та генетичної класифікації, просторового розподілу, ролі у формуванні гідрогеологічних аномалій. Значна частина цих питань проаналізована та отримала розробку у роботі (Климчук, 2022), чим підготовлене підґрунтя для морфогенетичної класифікації і більш детальної характеристики основних типів НФ-структур, що є завданням цієї статті. Основою для цього слугував аналіз і синтез міжнародної літератури і даних власних польових досліджень в різних типових регіонах світу.

Морфогенетична класифікація НФ-структур

Розроблена класифікація НФ-структур має трирівневу структуру (табл. 1). На першому рівні НФ-структури поділяються на чотири

Таблиця 1. Морфогенетична класифікація наскрізних флюїдопровідних структур
Table 1. Morphogenetic classification of throughgoing fluid-conducting structures

Поперечні наскрізні флюїдопровідні структури			
Тектонічні	Флюїдодинамічні	Карстові (розчинення)	Карстово-гравітаційні
Розломи (розломні зони)			
Брекчії тектонічного дроблення Тріщинні коридори Наскрізні тріщини	Кластичні інжекти піщані (пісковикові) глинисті (дайки, діапіри) системи грязьових вулканів Інтрузії магматичні соляні Діатреми (трубки вибуху) Газові каміни Труби прориву газів Підзападинні структури	Шахти (труби) низхідні шахти висхідні труби Каньйоно- та рифтоподібні канали низхідні (каньйоноподібні) висхідні (рифтоподібні)	Труби обвалення порожнин (труби брекчій) Провальні карстові шахти

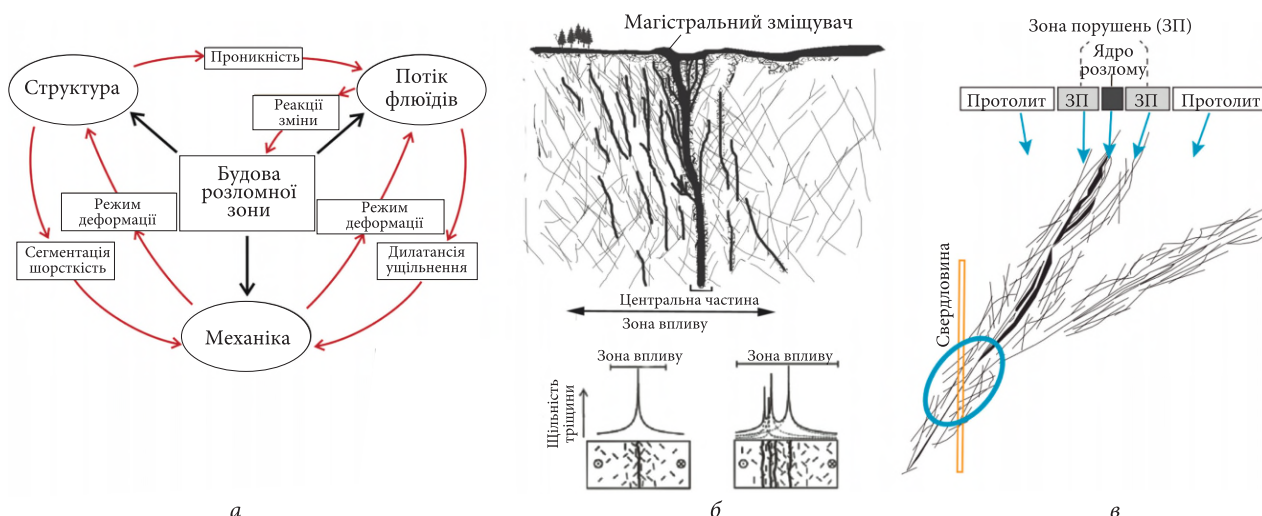


Рис. 1. Фактори формування (а — за (Faulkner et al., 2010)) та поперечна будова (б — за (Кочарян, 2016); в — за (Scibek, 2020)) розломних зон

Fig. 1. Factors of formation (a — from (Faulkner et al., 2010)) and cross-sectional structure (б — from (Kocharyan, 2016); в — from (Scibek, 2020)) of fault zones

категорії за характером домінуючих процесів формування: тектонічні, флюїдодинамічні, карстові (розчинення) та карстово-гравітаційні. На другому та третьому рівнях групи та види НФ-структур виділяються за структурно-морфологічними та речовинними ознаками з урахуванням особливостей механізмів та умов утворення.

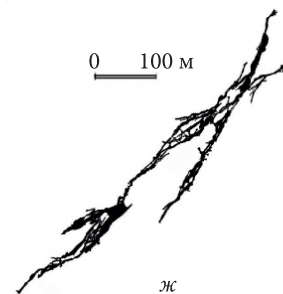
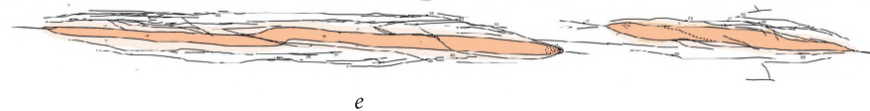
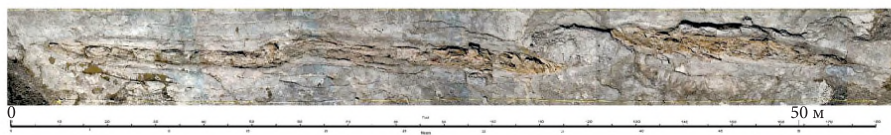
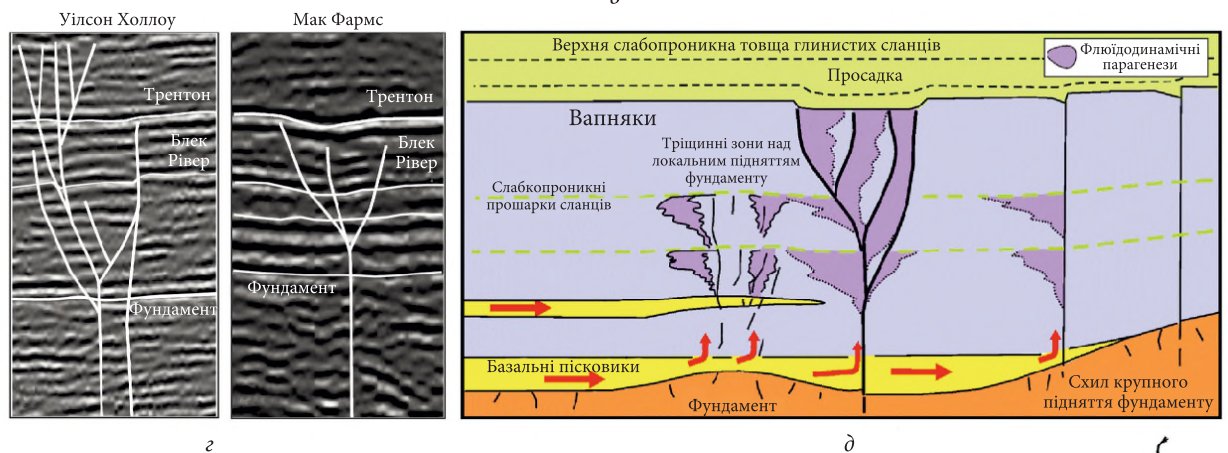
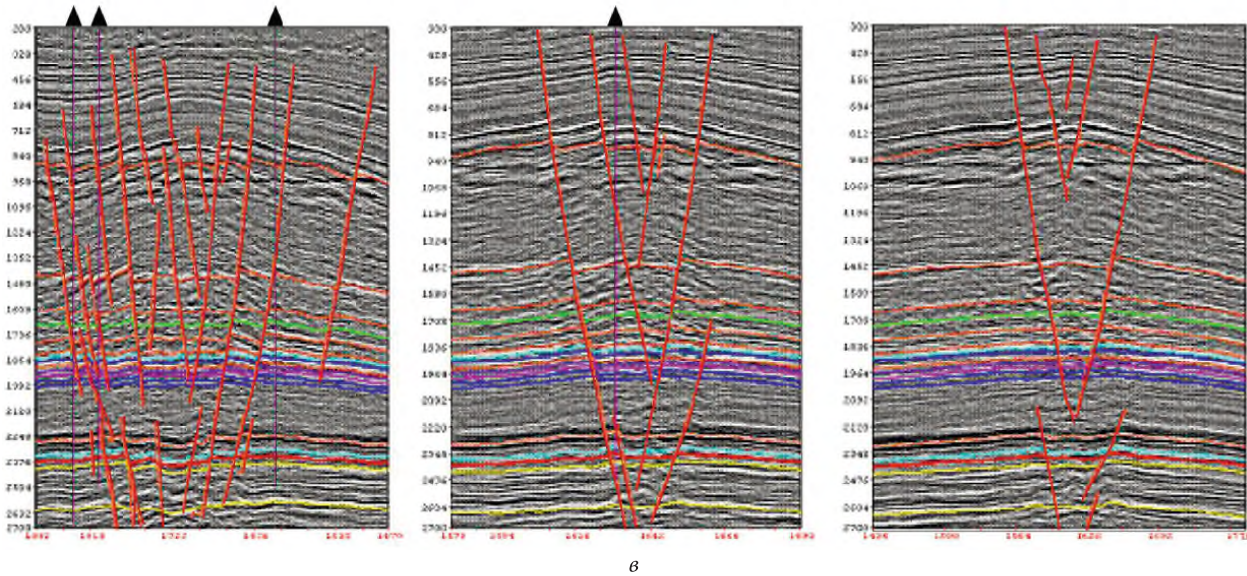
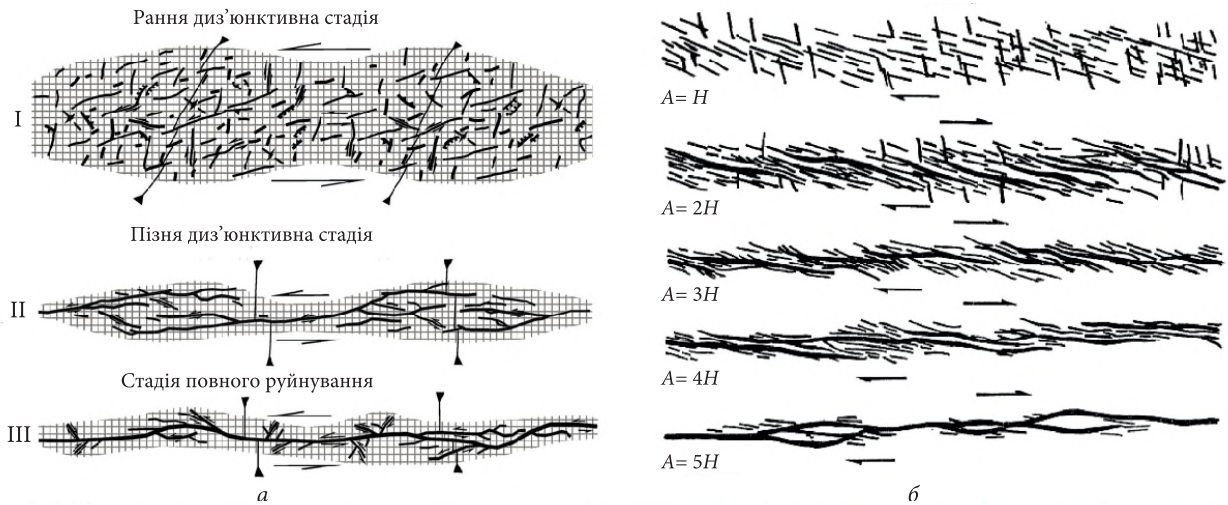
НФ-структури відносно невеликих вертикальних розмірів і стратиграфічного охоплення (крізьпластові, крізьсвітні; див. типологію у (Климчук, 2022)) можуть бути елементарними і мати однозначне походження (наприклад, тектонічні розриви), хоча часто демонструють ознаки накладених змін (розширення розчиненням, цементация, перетворення породи в стінках), які істотно впливають на їхню флюїдообмінну функцію. Запропонована морфогенетична класифікація НФ-структур буквально застосовна головним чином до невеликих та елементарних структур. Великі НФ-структури (крізьформаційні, крізьчохольні) майже завжди мають складну будову і змішане походження, яке потенційно включає спільну або послідовну дію процесів тектонічного або гідравлічного розриву, флюїдизації, розчинення/карстоутворення та обвалення, що зумовлено речовинною і механічною гетерогенністю розрізів вміщуючих порід та зміною властивостей флюїдів при їх висхідній міграції, а також у часі. Віднесення полігенетичних струк-

тур до категорій першого рівня може здійснюватися за характером домінуючих процесів формування.

Феноменологічна характеристика НФ-структур Тектонічні структури

Розломи та розломні зони

Формуванню, будові, типізації, поширенню та флюїдопровідній ролі розломних тектонічних структур (розривних деформацій зі зміщенням порід) присвячена велика кількість публікацій (наприклад, (Caine et al., 1996; Faulkner et al., 2010; Кочарян, 2016)). Такі структури відіграють визначальну роль у будові та розвитку земної кори, зокрема в архітектурі проникності та флюїдообміну. Механіка деформацій, структура розломів та флюїдопровідні властивості тісно пов'язані (рис. 1, а). Розломи характеризуються складною будовою і часто складаються з кількох чи багатьох пов'язаних індивідуальних сегментів магістральних зміщувачів (рис. 2). Магістральні зміщувачі (центральні частини) розломів можуть бути множинними в межах однієї зони і зазвичай обрамлені асоційованими тектонічними деформаціями (оперуючими розривами, зонами впливу), що складають розломні зони (див. рис. 1, б). Розломні деформації формують спектр спеціальних гео-



матеріалів (катаклазити, милоніти, тектонічні брекчії та ін.; (Sibson, 1977)). Зони розломів є літологічно гетерогенними, анізотропними та дискретними (Кочарян, 2016).

- ◀ **Рис. 2.** Будова та морфологія розломних зон у плані: *a* і *б* — головні елементи та стадії розвитку внутрішньої структури розломних зон на прикладі лівого (*a*) та правого (*б*) зсуву (*a* — за (Бурзунова, 2011); *б* — за (Шерман и др., 1991)); *в* — приклади морфогенетичних типів розломів та структурні парагенези диз'юнктивних та плікративних форм у структурах горизонтального зсуву Західного Сибіру (Тимурзієв, 2009); *г* — приклади будови «квіткових» розломних структур у ордовіцькій карбонатній товщі Трентон-Блек Рівер у штаті Нью-Йорк, США (Smith, Davies, 2006); *д* — концептуальна модель локалізації флюїдодинамічних парагенезів (гідротермальної доломітизації, кавернових колекторів, великих порожнин, MVT-свинцево-цинкових руд та ін.) за глибококореновими розривними структурами в осадовому чохла північноамериканських платформ. Модель заснована на прикладах районів західної Канади, південного сходу Онтаріо, півдня США та Ірландії ((Davies, Smith, 2006), зі змінами); *е* — заповнені гідротермальним доломітом канали по розломних структурах, зрізаних днищем кар'єру Палантін Брідж у нижньоордовіцьких вапняках штату Нью-Йорк (Slater, Smith, 2012); *ж* — план печери Сонора довжиною 2,3 км у крейдяних вапняках, західний Техас, США (Elliott, Veni, 1994), структура якої контролюється рифтовими каналами висотою до 40 м, розвиненими по розломній зоні, з облямовуючими стратиформними каналами у чотирьох рівнях

Fig. 2. The structure and morphology of fault zones in the plan view: *a* and *б* — the main elements and stages of development of the internal structure of fault zones on the example of left (*a*) and right (*б*) shift (*a* — from (Burzunov, 2011); *б* — from (Sherman et al., 1991)); *в* — examples of morphogenetic types of faults and structural paragenesis of disjunctive and plicative forms in the structures of the horizontal shift of Western Siberia (Timurziev, 2009); *г* — examples of “flower” fault structures in the Ordovician carbonate stratum Trenton Black River in New York, USA (Smith, Davies, 2006); *д* — conceptual model of localization of fluid-dynamic paragenesis (hydrothermal dolomitization, cavernous reservoirs, large cavities, MVT-lead-zinc ores, etc.) by deep-rooted structures in the sedimentary cover of North American platforms. The model is based on examples from western Canada, southeastern Ontario, the southern United States, and Ireland ((Davies, Smith, 2006), modified); *е* — conduits filled with hydrothermal dolomite along fault structures, cut by the bottom of the Palatine Bridge quarry in the Lower Ordovician limestones of New York State (Slater, Smith, 2012); *ж* — the plan is the 2.3 km long Sonora Cave in Cretaceous Limestone, West Texas, USA (Elliott and Veni, 1994), the structure of which is controlled by rift conduits up to 40 m high, developed along the fault zone, with bordering stratiform channels in four levels

Вертикальні розміри розломних зон варіюють у широких межах — від кризьпластових до таких, що охоплюють всю крихку кору, а амплітуди вертикальних зсувів по них — від перших метрів до кілометрів. Протяжність та горизонтальні зсуви можуть досягати сотень кілометрів. Розломи, що сейсмічно визначаються, зазвичай перетинають розрізи на сотні метрів і характеризуються зміщенням понад 10 м (Cartwright, Santamarina, 2015). Ширина розломних зон коливається від сантиметрів до кілометрів; вузькі зони характерні для міцних скельних порід і розломів на великих глибинах, тоді як широкі зони зазвичай утворюються в менш міцних і пористих породах (Кочарян, 2016). Щілинне розкриття магістрального зміщувача здебільшого незначне або відсутнє, хоча в деяких сегментах розломів, таких як структури пул-апарт, воно може бути дуже значним. Велике розкриття, до перших метрів, іноді спостерігається в супроводжуваних діаклазах. Загалом, наявність розкритих щілин більш властива міцним породам з малою пористістю.

Відносно флюїдообміну зони розломів можуть відігравати як роль бар'єрів, що надають коміркового характеру системам підземного стоку (Bredehoeft et al., 1992), так і каналів переважного флюїдообміну, причому індивідуальні розломні зони можуть відігравати обидві ці ролі у різних своїх сегментах. Індикатори флюїдної активності по розломних зонах численні та різноманітні: мінералізація та оруденіння по розривах, витікання та перетікання між водоносними горизонтами та комплексами (встановлювані, зокрема, за міграцією забруднювачів або характерних для якогось з горизонтів компонентів), геотермальні аномалії над розломом, варіації порових тисків вздовж розломів, квазілінійні зони накладеного літогенезу, закарстованість і приуроченість до розломів геоморфологічних індикаторів флюїдної активності (воронки і западини на поверхні, покмарків на морському дні, джерел, грязьових вулканів, класичних інжектив) (Bense, Person, 2006; Cartwright et al., 2007; Faulkner et al., 2010 та ін.).

Проникність розломних зон варіює в широких межах, у тому числі між сегментами однієї зони, і визначається геометрією та внутрішньою будовою (зокрема, зв'язністю магістраль-

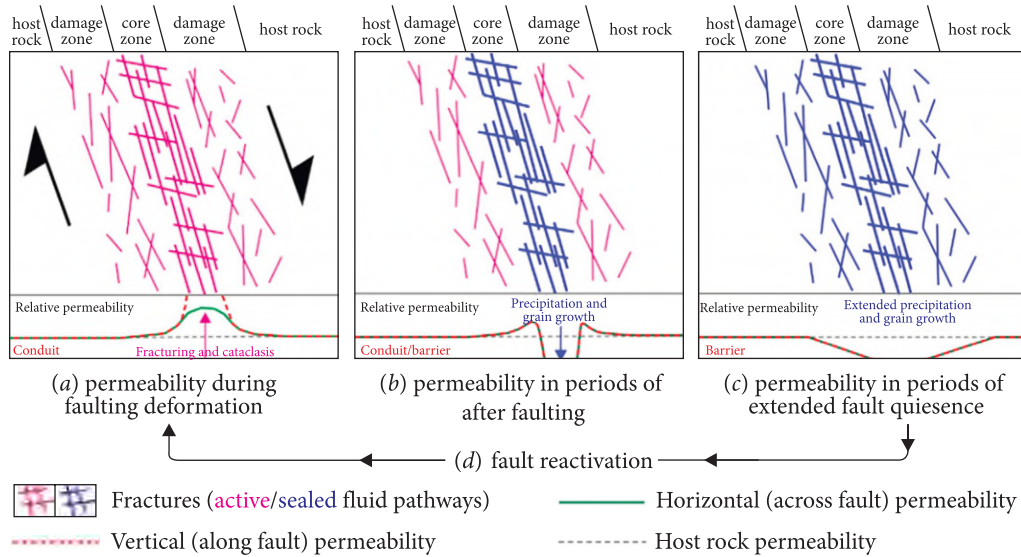


Рис. 3. Схематична ілюстрація циклічності еволюції проникності розломної зони (Pei et al., 2015): (a) — проникність у період розривної деформації, коли центральна зона розлому діє як канал для флюїдів; (b) — проникність у період після деформації, коли центральна зона залікована мінеральними осадами та потік флюїдів витіснений у зону впливу; (c) — проникність у період спокою, коли вся зона розлому залікована; (d) — реактивація розлому ініціює новий цикл еволюції флюїдної активності

Fig. 3. Schematic illustration of cyclical permeability evolution of fault zones through geological time (Pei et al., 2015): (a) — permeability in the period of faulting deformation, when the central fracture zone acts as a channel for fluids; (b) — permeability in the period after deformation, when the central zone is sealed by precipitation of minerals and the flow of fluids is forced into the damage zone; (c) — permeability in the period of rest, when the whole fault zone is sealed by precipitation; (d) — reactivation of the fault initiates a new fluid flow evolution cycle

них зміщувачів та тріщин у зоні впливу), реакційними властивостями порід, що перетинаються, та взаємодіями в системі «флюїд—порода», а також історією та динамікою напруг. Флюїдопровідні властивості змінюються в часі як внаслідок накладених флюїдогенних змін, так і геодинамічних подій, зокрема між фазами сейсмічних циклів (Pei et al., 2015) (рис. 3). Розломи, ймовірно, діють як клапани-регулятори для флюїдних потоків протягом активних розривних подій (Sibson, 1981) і потенційно можуть розвантажувати великі кількості флюїдів з резервуарів, що перетинаються (Cartwright et al., 2007).

У роботі (Scibek, 2020) представлено глобальне зведення даних про проникність розломних зон (центральної частини і зон впливу) у різних породах (наведено дані про проникність матриці поза зонами впливу) та геологічних обстановках, що включає 410 баз даних, відомості про понад 10 тис. публікацій по 379 районах. За методами та масштабами визначення розрізняються: *проникність матриці* — лабораторні визначення на малих (сантиметрових розмірів) зразках порід, що не містять макроскопічних тріщин, та *проникність у масі (bulk)* — визначення по гідравлічних випробуваннях в інтервалах свердловин. У табл. 2 на-

Таблиця 2. Проникність розломів і вміщуючих порід за даними глобального зведення (Scibek, 2020)

Table 2. Permeability of faults and enclosing rocks according to a global review (Scibek, 2020)

Область	Значення проникності, м ²		
	мінімальне	максимальне	середнє
Центральна частина розломів у масі	5 ⁻¹⁹	3,5 ⁻¹¹	1,9 ⁻¹²
Розломна зона у масі (k1)	3 ⁻²⁰	2 ⁻⁹	1,13 ⁻¹¹
Зона впливу розломів (матриця)	3 ⁻²⁰	1 ⁻⁹	1,77 ⁻¹¹
Вміщуючі породи поза зоною впливу (матриця)	1 ⁻²³	1,19 ⁻¹⁰	3,97 ⁻¹²
Вміщуючі породи поза зоною впливу у масі (k2)	1 ⁻²¹	5 ⁻¹¹	7,15 ⁻¹³

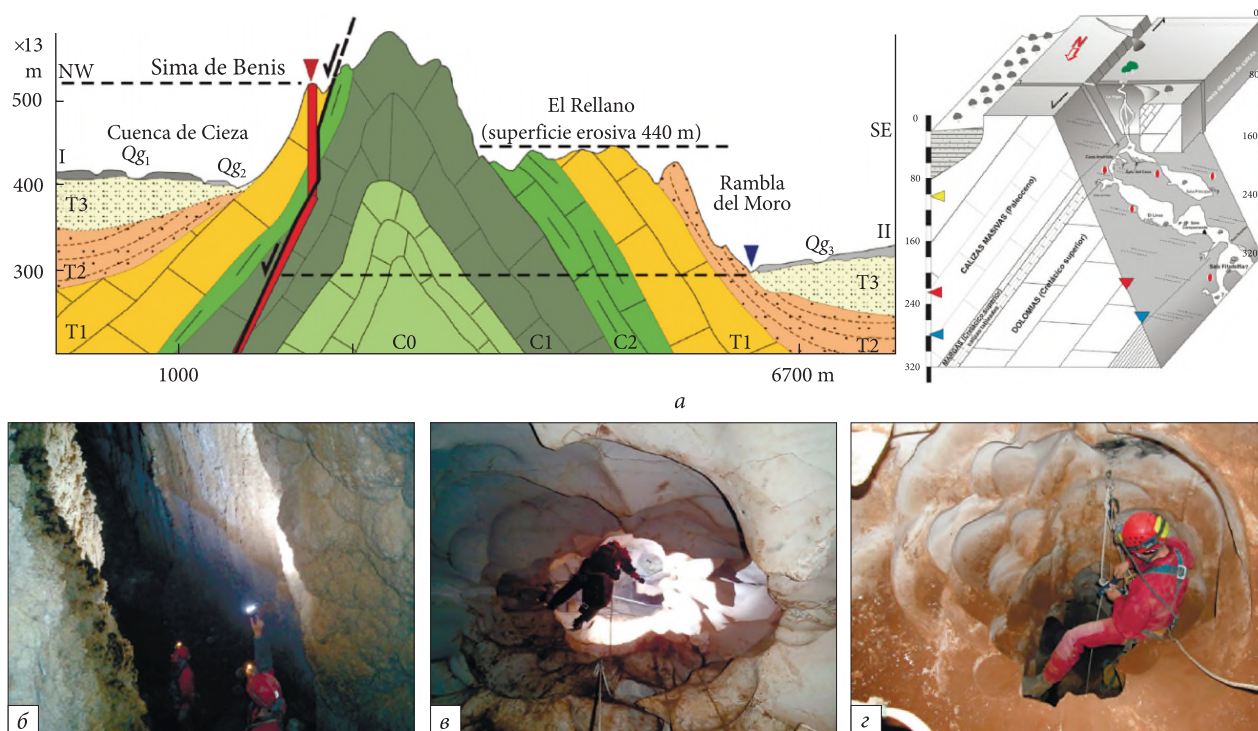


Рис. 4. Приклад гіпогенної (гідротермальної) карстової системи (печера Беніс), розвинутої по розлому Беніс у кордильєрі Бетика, Мурсія, Іспанія ((Perez-Lopez et al., 2019); скомпоновано О.Б. Климчуком): *a* — геологічний розріз району, де чорною лінією показано розлом, а червоною товстою лінією — закладення печери Беніс; *б* — 3D модель розлому та печери; *в* — вид нижньої частини печери, закладеної по змщувачу розлому; *г* і *д* — морфологія висхідних каналів у верхній частині печери, закладеної по другорядній тріщині-жилі. До глибини 150 м від поверхні печера розвивається вздовж субвертикальної кальцитової жили у зоні впливу магістрального змщувача, а нижче контролюється площиною змщувача. Морфологія печери яскраво демонструє висхідний потік флюїдів (*г*, *д*), а структура печери — каналізацію потоку по розлому

Fig. 4. An example of a hypogene (hydrothermal) karst system (Benis Cave) developed along the Benis Fault in the Betica Cordillera, Murcia, Spain ((Perez-Lopez et al., 2019); composed by A.B. Klimchouk): *a* — geological section of the area, where the black line shows the fault, and the red thick line — the outline of the Benis Cave; *б* — 3D model of the fault and the cave; *в* — view of the lower part of the cave, developed along the fault plane; *г* and *д* — morphology of ascending conduits in the upper part of the cave, developed along a secondary calcite vein. Up to a depth of 150 m from the surface, the cave develops along the subvertical calcite vein in the area of influence of the fault plane, and below it is controlled by the fault plane. The morphology of the cave clearly shows the ascending flow of fluids (*г*, *д*), and the structure of the cave — the channelization of the flow along the fault

ведені деякі дані з цього зведення, що вказують на суттєві відмінності у проникності розломних зон, їх окремих елементів (центральної частини, зон впливу) та навколишніх порід. Насамперед очевидні величезні варіації у проникності цих елементів розломних зон: 11 порядків для розломних зон у масі і вісім порядків для центральної частини розломів. Значення проникності розломних зон у масі (k_1) у середньому більш ніж на два порядки перевищують такі для вмщувачих порід поза зоною впливу (k_2), тобто розломні зони частіше відіграють роль каналів, ніж бар'єрів. Проникність зон впливу розломів у середньому на порядок вища

за проникність центральних зон і майже на два порядки вища за проникність вмщувачих порід, тобто зони, які обрамляють магістральні змщувачі, зазвичай є переважними шляхами потоку флюїдів. Підвищена проникність зон впливу розломів найбільш характерна для діагенетично зрілих порід з низькою пористістю та домінування макроскопічних тріщин у її структурі, при цьому проникність зон впливу критично залежить від зв'язності тріщин.

Вертикальна проникність розломних зон великою мірою залежить від геометрії та зв'язності розривних елементів у різних сегментах і від накладених змін (цементації, розчинення,

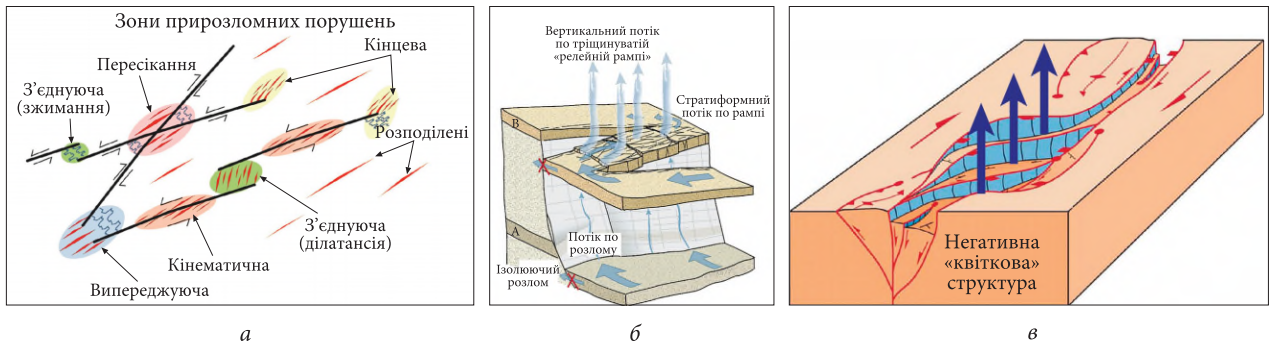


Рис. 5. Елементи розломних зон, які сприяють каналізації флюїдних потоків: *a* — зони прирозломних порушень (Peacock et al., 2016); *б* — структура флюїдних потоків по «релейній рампі» (Fossen, Rotevatn, 2016); *в* — фокусування потоку у пул-апарт елементі «квіткової» структури (Slater, 2007)

Fig. 5. Elements of fault zones that contribute to the channelization of fluid flows: *a* — zones of near-fault fractures (Peacock et al., 2016); *б* — the structure of fluid flows on the “relay ramp” (Fossen, Rotevatn, 2016); *в* — focusing the flow in the pool-apart element of the “flower” structure (Spater, 2007)

змін порід), що визначаються флюїдною історією та взаємодіями в системі «флюїд—порода». Під впливом цих факторів у межах навіть переважно слабопроникних розломних зон можуть формуватися канали високої провідності, розвинуті в їх окремих сегментах, що яскраво демонструється будовою і морфологією гіпогенних карстових систем (рис. 4; див. також рис. 2, ж).

У будові розломних зон зазвичай є характерні елементи, які сприяють локалізації флюїдних потоків через розтягуючі напруги і підвищену проникність. До них належать різні зони прирозломних порушень, що мають характерну локалізацію (рис. 5, *a*), структури типу «релейної рампи» (див. рис. 5, *б*), «пул-апарт» (див. рис. 5, *в*) та ін. Саме до них найчастіше приурочені зазначені вище індикатори переважної флюїдної активності. Розподіл цих елементів та вторинних змін уздовж розломних зон значною мірою корелює з літо- та механічною стратиграфією розрізів та визначає складну архітектуру каналів флюїдних потоків, яка може змінюватися і у часі.

Брекчії тектонічного дроблення

У зонах тектоно-геодинамічної напруженості можуть формуватися потужні субвертикальні зони дроблення, які, на відміну від розломних зон, не пов'язані з наявністю магістрального зміщувача (Лукин, 2004). У цитованій роботі відзначається два основних типи брекчій тектонічного дроблення. До першого типу належать брекчії з широким глибинним та форма-

ційним діапазоном складу уламків, включаючи породи кристалічного фундаменту та ультрабазити. Така характеристика відповідає діатремам (трубкам вибуху). До другого типу відносять брекчії автохтонного характеру, речовинні прояви яких різноманітні: від «сипких» аргілітів та алевролітів до брекчійованих карбонатних, вулканогенних та докембрійських кристалічних порід. При цьому, на відміну від брекчій першого типу, ступінь брекчійовання варіює в дуже широких межах. Такі брекчії мають лінійний характер у плані, але нечіткі зовнішні межі, чим відрізняються від труб брекчій карстово-гравітаційного походження.

Флюїдопровідні властивості брекчій тектонічного дроблення можуть коливатися в широких межах і залежать від механізму утворення, складу уламків та накладених флюїдогенних змін.

Тріщинні коридори

Тріщинні коридори являють собою витягнуті зони підвищеної щільності тріщинуватості в жорстких шарах шаруватих товщ, організовані в єдині, часто глибококореневі, наскрізні структури (рис. 6). Вони виявлені сейсмічними 3D методами в шаруватих товщах багатьох нафтогазоносних областей, задокументовані численними дослідженнями у відслоненнях і виділяються останніми роками під назвами тріщинних коридорів (fracture corridors), кластерів або «роїв» (fracture swarms) (Singh et al., 2008; Bush, 2010; Questiaux et al., 2010).

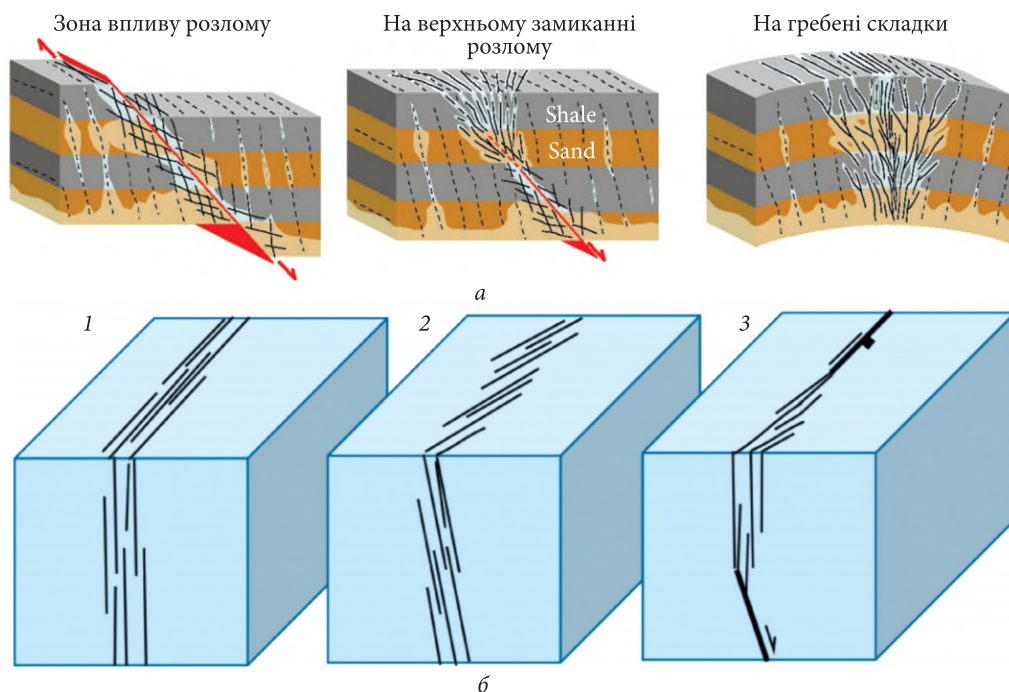


Рис. 6. Типологія тріщинних коридорів: *a* — за структурними умовами (Ogata et al., 2014); *б* — за особливостями внутрішньої будови (1 — з домінуванням тріщин, субпаралельних зони; 2 — з тріщинами під кутом до зони; 3 — з тріщинами різних орієнтацій у зоні впливу розлому (Sanderson, Peacock, 2019)

Fig. 6. Typology of fracture corridors: *a* — according to structural conditions (Ogata et al., 2014); *б* — according to peculiarities of the internal structure (1 — with a predominance of fractures sub-parallel to the zone; 2 — with fractures at an angle to the zone; 3 — with fractures of different orientations in the zone of influence (Sanderson, Peacock, 2019)

Тріщинні коридори зазвичай мають довжину в сотні метрів і ширину від метра до десятків, іноді перших сотень метрів (Ogata et al., 2014). Вони утворені сукупностями наскрізних тріщин (тобто тріщин, що перетинають межі окремих верств) та можуть мати вертикальний розмах від кризьпластового (кількох метрів) до кризьформаційного (кількох сотень метрів), перетинаючи товщі зі слабкопроникними горизонтами (рис. 7) і забезпечуючи локалізований вертикальний флюїдообмін. Незважаючи на свій наскрізний характер, тріщинні коридори у шаруватих товщах також часто демонструють приуроченість до певних багатокомпонентних підрозділів механічної стратиграфії (Joussineau, Petit, 2021).

У роботі (Ogata et al., 2014) формування тріщинних коридорів пов'язують із структурними умовами формування (див. рис. 6, *a*). В іншій публікації (Sanderson, Peacock, 2019) типізація тріщинних коридорів проводиться за орієнтацією тріщин, що домінують (див. рис. 6), що також пов'язано з механізмами формування.

Флюїдна активність і перетікання по тріщинних коридорах підтверджуються даними розвідки та експлуатації родовищ вуглеводнів (Singh et al., 2008; Questiaux et al., 2010), знебарвленими зонами, зумовленими потоком відновлених флюїдів вздовж таких коридорів у пісковиках (прикладі — у формації Ентрада в Юті, США (Ogata et al., 2014)), формуванням по них великих гіпогенних карстових систем з глибинним живленням (Klimchouk et al., 2016; Furtado et al., 2022) та іншими індикаторами. Роль тріщинних коридорів у флюїдообміні та їх прикладне значення подібні до таких інших наскрізних структур підвищеної проникності.

Наскрізні тріщини

Наскрізні тріщини перетинають кілька шарів або світ у розрізі осадових товщ, забезпечуючи вертикальну зв'язність стратиформних (внутрішньосарових) мереж тріщин (рис. 8 та 9; див. також рис. 7, *a*) і, відповідно, підвищену вертикальну проникність. Вони можуть бути представлені одиночними тріщинами, але часто утворюють тріщинні коридори (див. вище).

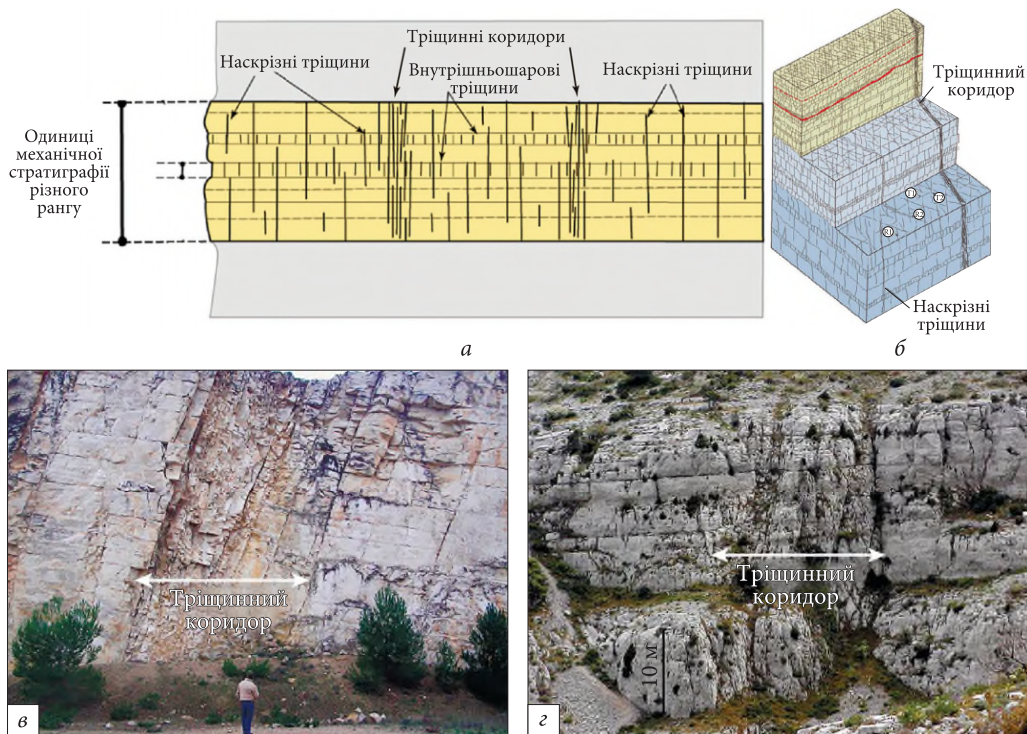


Рис. 7. Концептуальне подання тріщинних коридорів і наскрізних тріщин (а) та приклади тріщинних коридорів у карбонатній формації Асмарі, Загрос, Іран (б), верхньокрейдових вапняках у кар'єрі Калвіссон (в) та нижньокрейдових вапняках гори Паджет на півдні Франції (z). а, в і z — за (Joussineau, Petit, 2021), б — за (Wennberg, 2007)
Fig. 7. Conceptual representation of fracture corridors and throughgoing fractures (a) and examples of fractured corridors in the carbonate Asmari formation, Zagros, Iran (б), Upper Cretaceous limestones in the Calvisson quarry (в) and Lower Cretaceous limestones in Mount Puget, southern France (z). а, в and z — from (Joussineau, Petit, 2021), б — from (Wennberg, 2007)

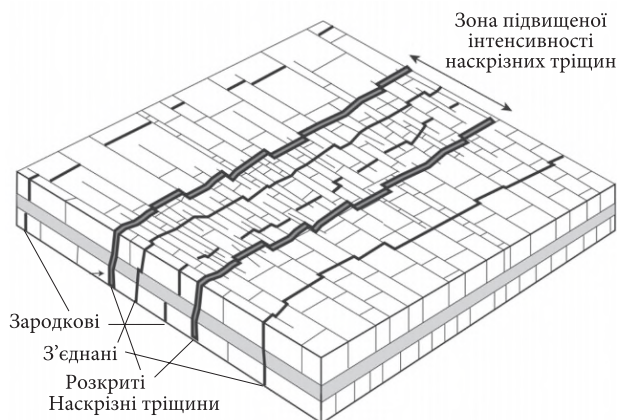


Рис. 8. Розвиток наскрізних тріщин з формуванням тріщинного коридору на гребені антикліналі (Gross, Eyal, 2007)
Fig. 8. Development of throughgoing fractures with the formation of a fracture corridor on the crest of the anticline (Gross, Eyal, 2007)

Наскрісні тріщини зазвичай утворюються після внутрішньосарових тріщин шляхом вертикального з'єднання останніх та їх по-

дальшого зростання і розширення, однак можуть утворюватися і одночасно з ними (Gross, Eyal, 2007). У цитованій роботі наскрісні тріщини класифікуються за геометрією та співвідношенням на ізольовані, але вертикально-співставлені внутрішньосарові сегменти (зародкові наскрісні тріщини), з'єднані вертикально-безперервні тріщини і з'єднані тріщинні зони і розкриті тріщини (див. рис. 8; див. також рис. 5, в у (Климчук, 2022)). Цей ряд відповідає зростанню напружень у породах (Gross, Eyal, 2007).

Наскрісні тріщини є тріщинами розтягування — як правило, найбільшими за довжиною та розкритістю тріщинами в мережах. Ці атрибути приблизно на порядок перевищують такі у внутрішньосарових тріщин (Gross, Eyal, 2007). Відповідно, вони мають найбільшу водопровідність і перебувають у відношеннях перетину з численними малими тріщинами, тому є ефективними флюїдообмінними структурами.

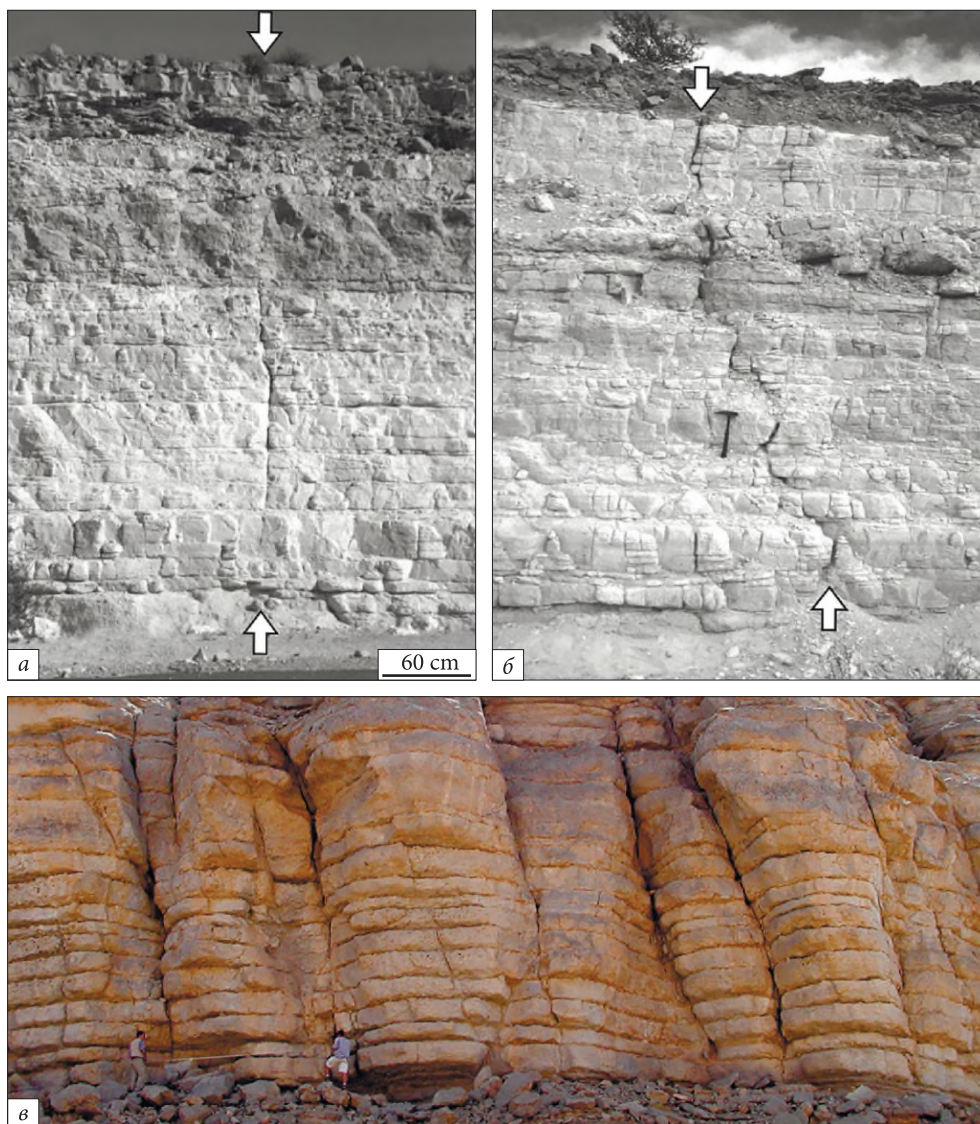


Рис. 9. Наскрісні тріщини у вертикальних відслоненнях: *a* — поодинокі наскрісна тріщина; *б* — одиночна з'єднана (обидві фотографії з дорожніх урвищ крейдових вапняків на антикліналі Халукім, Ізраїль (Gross, Eyal, 2007); *в* — наскрісні тріщини у шаруватій товщі крейдових вапняків гір Джебел, Оман (Jussineau, Petit, 2021)

Fig. 9. Throughgoing fractures in vertical outcrops: *a* — single throughgoing fracture; *б* — single connected (both photos from road cliffs of Cretaceous limestones at the Halukim anticline, Israel (Gross, Eyal, 2007); *в* — throughgoing fractures in the layered strata of Cretaceous limestones of the Jebel, Oman mountains (Jussineau, Petit, 2021)

Наскрісні тріщини з'єднують внутрішньо-пластові мережі, які інакше залишалися би гідравлічно відносно ізольованими по вертикалі, і таким чином створюють багаточарові колектори.

За досвідом буріння свердловин, наскрісні тріщини забезпечують підвищену продуктивність при видобуванні вуглеводнів, зумовлюють прориви підземних вод до виробок і великі втрати бурової рідини (Joussineau, Petit, 2021), а також витіки через слабопро-

никні горизонти (Ogata et al., 2014). Флюїдообмінна роль наскрісних тріщин яскраво відображається у будові карстових систем. Саме за ними розвинені морфологічно домінуючі «живлячі» канали «коріння» в багатоярусних лабіринтових гіпогенних карстових системах зі стратиформними мережами каналів повнутрішньо-пластовій тріщинуватості, а також вертикальні канали розвантаження у перекриваючих слабопроникних товщах (Klimchouk et al., 2016).

Флюїодинамічні структури

Кластичні інжекти

Інжектими називаються тіла стороннього по відношенню до вміщуючої породи матеріалу, мобілізованого і впровадженого у неї флюїдним потоком і осадженого в міру того, як флюїдний потік зменшується. Ми відрізняємо інжекти від інтрузій, де сторонній матеріал як флюїд безпосередньо впроваджується в товщу, що перетинається (магматичні та соляні інтрузії). У міжнародній літературі термін «інжекти» широко застосовується до кластичних породних утворень типу поперечних піщаних (пісковикових) або глинистих тіл у формі дайок або труб та пов'язаних з ними пластових утворень (силів). До інжектитів не відносяться нептунічні дайки і тріщини, заповнені осадами зверху, а лише структури, де кластичний матеріал був інжектований висхідними флюїдами. Речовинний склад інжектитів залежить від складу мобілізованих осадів, режиму транспортування й осадження та подальших перетворень. Прикладами активних інжекційних НФ-структур є грязьові та піщані вулкани.

Піщані та глинисті інжекти були відомі здавна, але усвідомлення їх широкого розповсюдження та значення для флюїдообміну, як і особливий інтерес до них, виявилися лише в останні два десятиліття у зв'язку з масовим застосуванням 3D сейсмічних методів (Cartwright, Huuse, 2005). Ці структури документовані у всіх типах басейнів на всіх континентах (Huuse et al., 2010).

Явища, що пов'язані з підземною ремобілізацією глин і пісків, зазвичай розглядаються відокремлено, бо вони рідко виявляються спільно, проте такі випадки відомі і ці явища в багатьох аспектах подібні (Huuse et al., 2010). Для пісків механізмом ремобілізації та транспортування вважається флюїдизований потік, а для ремобілізації глин часто залучалося явище діспіризму, що, втім, було піддано серйозним сумнівам (Davies, Stewart, 2005; Roberts et al., 2010). Крім того, доступними для прямого спостереження у випадках піщаних інжектитів є головним чином самі екстумовані тіла (які погано зберігаються у відслоненнях у глиняних інжектитів), тоді як у випадках глиняних інжектитів — переважно грязьові вулкани (екструдивні конуси) (Huuse et al., 2010).

Ремобілізація кластичних осадів здійснюється за допомогою інтенсивного руху флюїдів під час ін'єкції. Згодом, протягом тривалих геологічних періодів, наскрізні тіла інжектитів залишаються каналами для руху флюїдів та істотно впливають на флюїдообмін в осадових товщах, зокрема на міграцію та накопичення вуглеводнів (Van Rensbergen et al., 2003; Cartwright et al., 2007; Hurst et al., 2003; Huuse et al., 2010).

Піщані інжекти. Найбільш вивченими є інжекти піщаного матеріалу, зазвичай зцементованого під час подальшого літогенезу. З аналізу публікацій очевидно глобальне широке розповсюдження кластичних інжектитів, але переважає інформація по регіонах Північного моря та південного заходу США. Наприклад, на плато Колорадо у США піщані інжекти часто експоновані у вертикальних відслоненнях або утворюють відпрепаровані останці (рис. 10, а, б). Численні структури піщаних інжектитів ідентифіковані в морських осадах низки нафтогазоносних басейнів, зокрема Північного моря, західного узбережжя Африки та Мексиканської затоки. Інжекти виявлені в товщах різного віку, від неопротерозойського до голоценового, причому часто у різновікових товщах тих самих регіонів. Наприклад, на північному заході Європи вони встановлені в пермських, верхньоюрських, нижньокрейдових, палеоценових і неогенових товщах (Hurst, Cartwright, 2007), на плато Колорадо — у переважно піщаникових товщах карбонового, пермського, тріасового, юрського та крейдового віку (Wheatley et al., 2016). Задокументовані випадки перетину піщаними інжектими лавових утворень, наприклад на узбережжі Анголи (див. рис. 10, в). Великі та поєднані сукупності інжектитів задокументовані переважно у глибоководних морських обстановках.

Піщані дайки та труби можуть бути одиночними, хоча зазвичай утворюють кластери та іноді — структурно та генетично єдині комплекси (див. рис. 10, д). Піщані інжекти можуть досягати вертикальних розмірів понад кілометр (Hurst et al., 2003; Huuse et al., 2010). Об'єм піщаних інжектитів може перевищувати $4 \times 10^7 \text{ м}^3$ (Hurst et al., 2003). Біля узбережжя Каліфорнії відома піщана дайка завширшки до 10 м і завдовжки 30 км. Механізми для одноактного переміщення таких обсягів піску важ-

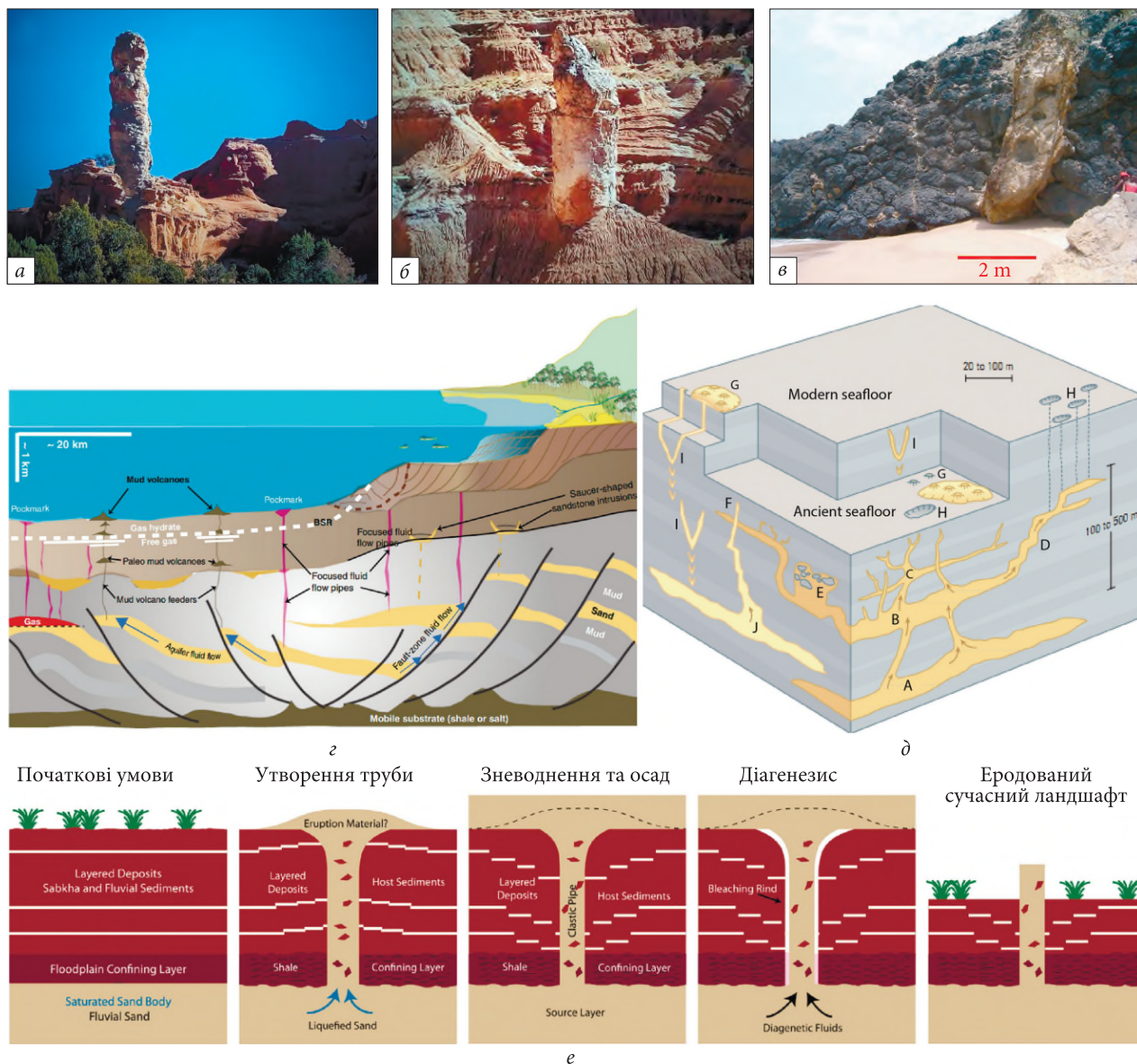


Рис. 10. Піщані інжектити: *a–б* — труби ексгумованих інжектитів, басейн Кодахром, Юта, США (фото з сайту www.icr.org/article/sand-injectites); *в* — піщавикова дайка метрової ширини у крейдових базальтах на узбережжі південної Анголи (Hurst, Cartwright, 2007); *г* — типові умови великомасштабної ремобілізації кластичних осадів та явищ витоку флюїдів на континентальному схилі (Huuse et al., 2010); *д* — типові форми інжектитів (Braccini et al., 2008); *е* — механізм формування кластичних інжектитів через розжиження та флюїдизацію (Wheatley et al., 2016). Латинськими літерами на (*д*) позначені: *A* та *J* — «материнські» тіла осадових пісків; *B* — товстий сил; *C* — комплекс тонких силів та дайок; *D* — висхідна серія дайок та силів; *E* — велике тіло інжектиту, що містить уламки вміщуючої породи; *F* — сил від материнського тіла *A*, який перетинається дайкою від материнського тіла *J*; *G* — піщані екструзії та вулкани; *H* — газові сипи; *I* — конічні піщані інжектити

Fig. 10. Sand injectites: *a–b* — pipes of exhumed injectite, Kodakhrom basin, Utah, USA (photo www.icr.org/article/sand-injectites); *в* — sandstone dyke one meter wide in Cretaceous basalts on the coast of southern Angola (Hurst, Cartwright, 2007); *г* — typical conditions of large-scale remobilization of clastic sediments and phenomena of fluid leakage on the continental slope (Huuse et al., 2010); *д* — typical forms of injectites (Braccini et al., 2008); *е* — the mechanism of formation of clastic injectites through liquefaction and fluidization (Wheatley et al., 2016). Latin letters in *д* denote: *A* and *J* — “source” bodies of sedimentary sands; *B* — thick sill; *C* — a complex of thin sills and dykes; *D* — ascending series of dykes and sills; *E* — large injectite body containing fragments of the host rock; *F* — sill from the source body *A* intersected by the dyke from the source body *J*; *G* — sand extrusions and volcanoes; *H* — gas seeps; *I* — conical sand injectites

ко уявити, що є одним із аргументів на користь багатозначного формування великих піщаних інжективів. Іншим аргументом для багатозначності є січні взаємовідношення інжективних тіл у деяких комплексах (див. рис. 10, д).

За численними спостереженнями у відслоненнях, піщані інжективи різної геометрії (дайки, труби та сили) зазвичай мають чіткі межі, що інтерпретується як свідчення катастрофічного характеру деформацій (Hurst et al., 2003). Однак ці межі часто мають скульптурну морфологію, що вказує на построзривне перетворення порожнинного простору, що вміщує інжектований матеріал, відповідно — на попереднє утворення цього простору. Дані стабільних ізотопів вуглецю і кисню та геохімії малих елементів у багатьох випадках демонструють чіткі відмінності між цементом матеріалу інжективів і порід відповідних інтервалів.

Кластичний матеріал піщаних інжективів зазвичай характеризується тонко- та середньопіщаною розмірністю та кварцовим складом, хоча іноді може бути представлений гравієм або навіть валунами (Huuse et al., 2010). Трапляється і пісок карбонатного складу (Hurst, Cartwright, 2007). У багатьох випадках піщані зерна є окремими, а весь присутній цемент є постінжекційним, що вказує на повну децементацію піску у «материнському» горизонті. Однак є приклади інжективів, де зерна несуть залишки «материнського» цементу, який має ознаки формування у високотемпературних умовах та мобілізації зерен зі зцементованих товщ (Бентейм, Німеччина (Parnell, Kelly, 2003)). У піщаних інтрузіях плато Колорадо нерідко спостерігаються блоки брекчій пісковиків вміщуючих товщ. Згідно з роботою (Huuse et al., 2010), навіть слабощементовані пісковики не підтримують розрідження та флюїдизацію внаслідок жорсткості їх каркасу, тому у формуванні піщаних інжективів, принаймні в деяких випадках, повинні брати участь процеси розчинення вміщуючих порід, а не тільки флюїдизація та транспорт незцементованих пісків. У тілах піщаних інжективів зазвичай спостерігається шаруватість, що формується варіаціями динамічних характеристик потоків консолідацією та осадженням зерен після згасання флюїдизації.

Оскільки інжективи формуються висхідними потоками, «материнські» шари кластичного

матеріалу знаходяться на рівні коренів або нижніх частин структур, хоча деяка його частина може походити з товщ, що перетинаються. Біостратиграфічні індикатори віку первинного осадконакопичення можуть транспортуватися вгору, опиняючись на рівнях значно молодших товщ. У палеогенових товщах Північного моря встановлена за біостратиграфією амплітуда вертикального висхідного транспортування матеріалу досягає 500 м (Hurst, Cartwright, 2007).

Оскільки інжективи є флюїдними каналами, вони схильні до процесів літогенетичних перетворень більшою мірою, ніж вміщуючі товщі (Jonk et al., 2003). Ці процеси виражаються у цементації або розчиненні та впливають на проникність та ємнісні властивості інжективів. За наявності щільного карбонатного цементу пористість і проникність інжективів може сильно зменшуватися, особливо у структурах з малими поперечними розмірами.

Тим не менш, піщані інжективи здебільшого залишаються високопроникними структурами, що мають високі ємнісні властивості. Наприклад, на сьогоднішній глибині занурення близько 2 км піщані інжективи в палеогеновій товщі Північного моря мають проникність понад 1 Дарсі, тоді як вміщуючі породи на цій глибині зазвичай мають проникність менше ніж 0,001 мД, чим визначається каналізація флюїдного потоку по інжективах (Hurst et al., 2003). Згідно з роботою (Hurst, Cartwright, 2007), витрати вертикальних потоків через слабопроникні інтервали на одиницю площі можуть збільшуватися на кілька порядків за наявності піщаних інжективів.

Таким чином, структури кластичних інжективів істотно впливають на флюїдообмін у локальних та регіональних масштабах протягом геологічно тривалих періодів, визначаючи шляхи переважної міграції флюїдів та їх розвантаження на поверхню. Дослідження флюїдних включень у матеріалах інжективів свідчать про епізодичну флюїдну активність за цими структурами впродовж періодів, що перевищують 10 млн років (Jonk et al., 2005). Цим визначається їх велика роль в еволюції басейнів та локалізованому літогенезі.

Флюїдообмінна роль кластичних інжективів включає їх вплив на міграцію, накопичення та витік вуглеводнів (Hurst et al., 2003; Hurst, Cart-

wright, 2007). Піщані інжектити з недавніх пір розглядаються як особливий клас нафтогазоносних резервуарів (родовища Північного моря). Так, запаси нафти у структурах піщаних інжектитів Північного моря можуть перевищувати 3 млрд барелів (Huuse et al., 2010).

Системи грязьових вулканів. Грязьовий вулканізм є одним із найбільш відомих та яскравих проявів підземної флюїдодинамічної ремобілізації кластичних осадових порід. Його ранні дослідження концентрувалися на поверхневих проявах у межах суші, але з 1970-х років, з поширенням офшорних розвідувальних та експлуатаційних робіт на нафту та газ, фокус зміщувався на морські акваторії, які дали різкий приріст кількості задокументованих грязьових вулканів. В останні десятиліття зріс інтерес до внутрішньої будови грязьовулканічних систем та їхньої флюїдообмінної ролі. На рубежі XX—XXI ст. з'явилося кілька монографічних узагальнень та оглядових статей (Шнюков и др., 1992; Guliyev, Feizullayev, 1997; Milkov, 2000; Dimitrov, 2002; Kopf, 2002). Найновіший огляд виконано у роботі (Mazzini, Etiope, 2017).

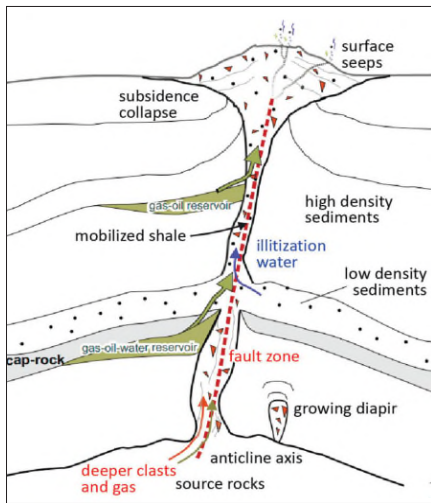
На суші задокументовано понад 900 грязьових вулканів (Etiope, Milkov, 2004), а кількість їх в акваторіях морів та океанів оцінюється порядками від тисяч до сотень тисяч (Milkov, 2000). Грязьові вулкани мають глобальне поширення, але концентруються у регіонах активних окраїн, компресійних зон акреційних призм, складчасто-насувних поясах, пасивних окраїнах, глибоких осадових басейнах, прилеглих до активних плитних границь, а також у районах річкових дельт. Вони вважаються проявом розвантаження «нафтових систем» і часто пов'язані з нафтогазовими резервуарами (Etiope, 2015).

На відміну від переважної більшості піщаних інжектитів, грязьові вулкани є флюїдоактивними структурами. Про потоки флюїдів через них дають уявлення такі дані. Розвантаження групи вулканів на Середземноморському хребті оцінено порядками 10^3 — 10^4 м³/добу (Kopf, Behrmann 2000). Розвантаження найбільшого грязьового вулкана Люсі в Індонезії, що виник у 2006 р., у перші три роки виверження становило в середньому 64 тис. м³/добу, тоді як у пікові періоди досягало 180 тис. м³/добу (Istadi et al. 2009; Tingay, 2010). Активність грязьових вулканів може епізодично продо-

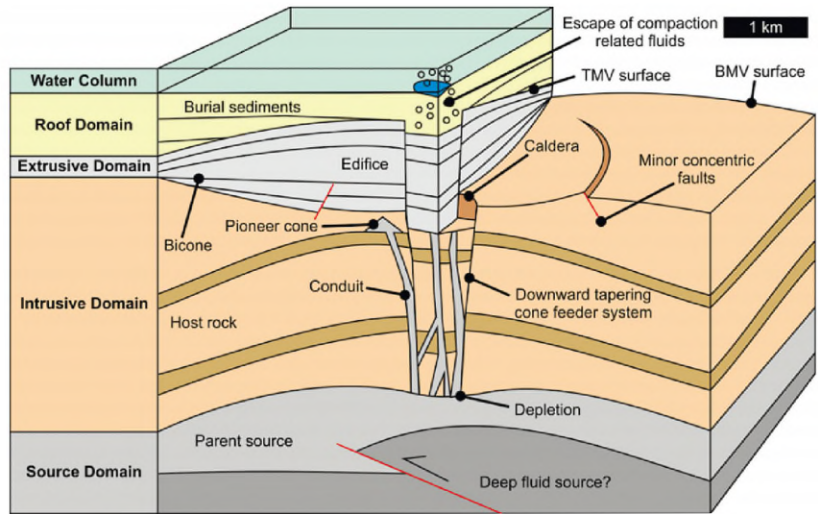
вжуватися протягом мільйонів років, з циклічністю вивержень — від днів до тисяч або навіть мільйонів років. Розвантаження активних грязьових вулканів характеризується трифазним складом (вода, газ та кластичний матеріал) (рис. 11, в, з). Самі грязьові вулкани складені брекчією, що містить до 99 % глинистого матеріалу, в який включені в різних кількостях неокатані або окатані уламки більших розмірностей, — від піщаних до глибових поперечним розміром до 10 м (Dimitrov, 2002) і навіть у кілька десятків метрів (Roberts et al., 2010). Об'єм екструдованого матеріалу в окремих вулканах може сягати 25 км³ (Roberts, 2011).

Температури водно-гязьових мас варіюють у широких межах і залежать від походження флюїдів, типу гирлових форм, фаз активності та зовнішніх умов. Температури, що фіксуються в наземних вулканах у стані спокою, рідко перевищують 30 °С. Під час виверження грязьового потоку вулкана Локбатан в Азербайджані температура становила до 75 °С, а у виверженій масі вулкана Люсі в Індонезії досягала 100 °С (Mazzini, Etiope, 2017). Виміряні температури флюїдів деяких підводних вулканів становили 26 °С (Середземне море) та 40 °С (Норвезьке море).

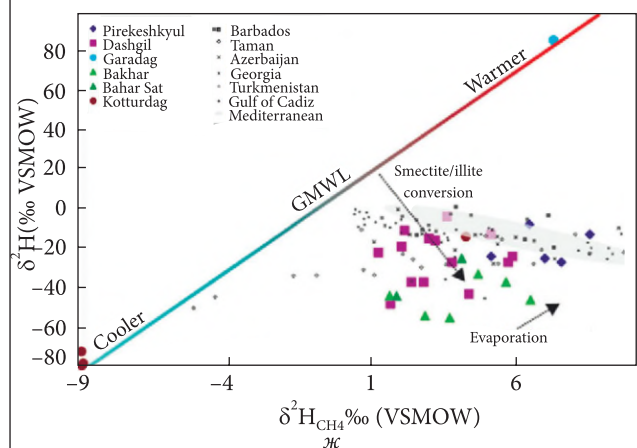
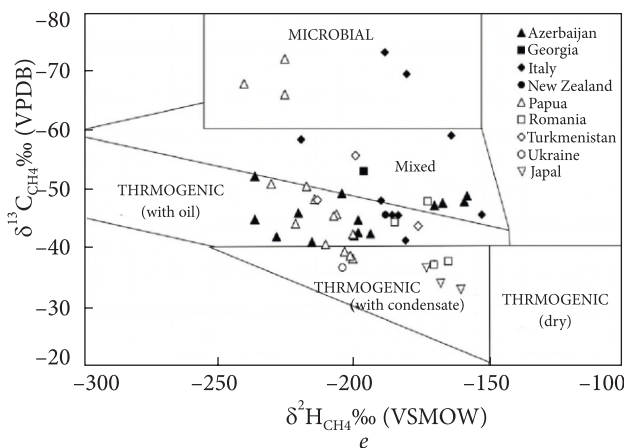
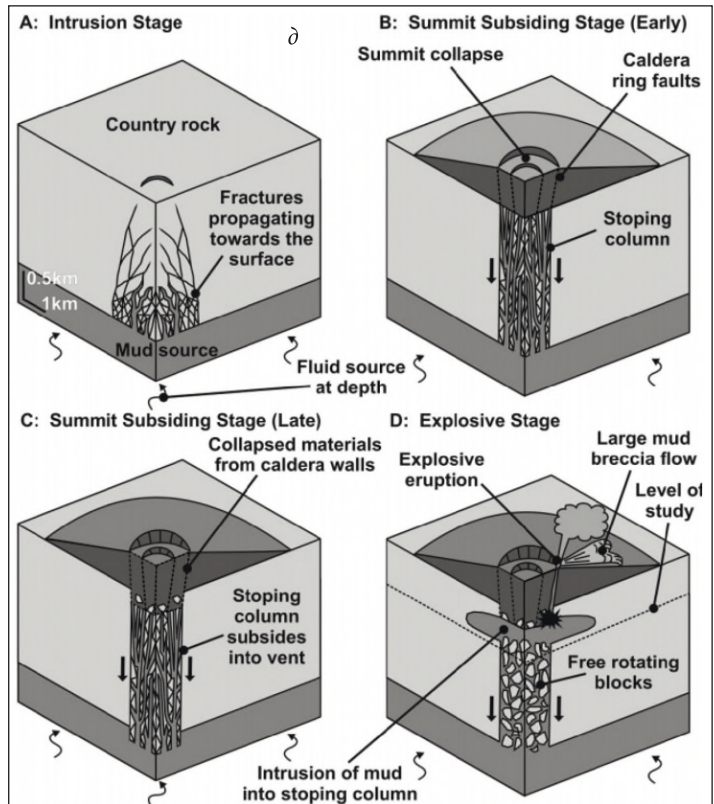
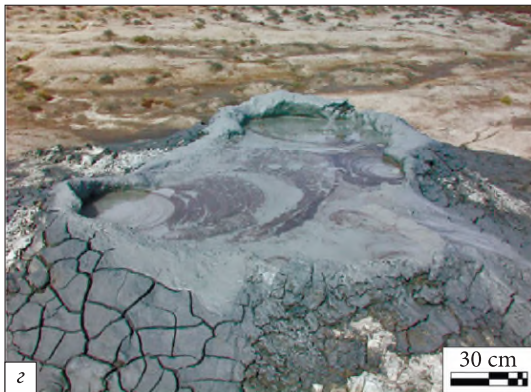
Склад водної фази флюїдів грязьових вулканів на виході формується змішуванням пластових вод різних горизонтів, що перетинаються живлячими каналами, вод дегідратації глинистих мінералів, можливого внеску глибинних ендогенних вод, а також взаємодією різних вод з вміщуючими породами на шляхах міграції. Цим визначаються широкі варіації хімічного складу вод. У складі газів грязьових вулканів зазвичай домінує метан переважно термогенного походження (Etiope et al., 2009; Etiope, 2015), але в регіонах поблизу субдукційних або гідротермальних зон превалюючим може бути CO₂ або N₂ (Mazzini, Etiope, 2017). Аналіз даних глобального зведення ізотопного складу вуглецю і водню метану і деяких геохімічних співвідношень у газах грязьових вулканів показав, що 76 % грязьових вулканів суші виділяють газ термогенного походження (отриманого в результаті термальної деградації органічної речовини при температурах близько 230—240 °С), тільки 4 % вулканів виділяють мікробіальний газ, а у 20 % вулканів газ характеризується змішаним походженням (див. рис. 11, е) (Etiope et



a



b



al., 2009). Іншою важливою характеристикою газів грязьових вулканів, за тією ж роботою, є зазвичай ізотопно-обтяжений склад вуглецю CO₂ (понад 5 ‰ VPDB) (див. рис. 11, ж). Такий склад є характерним для залишкового CO₂ після споживання вторинним метаногенезом, який слідує за біодеградацією нафти (Mazzini, Etiope, 2017). CO₂ у грязьових вулканах, де цей газ домінує (до 65 %, наприклад, у Криму та Індонезії), має переважно глибинне геотермальне (термодеградація карбонатів) походження (Mazzini, Etiope, 2017).

Внутрішня будова грязьових вулканів залишається предметом дискусій. Каналова (живильна) і кореневі зони залишаються погано деталізованими геофізичними методами через різні властиві їм обмеження. У роботі (Roberts, 2011) запропоновано виділяти структурно-функціональні області у вертикальній будові грязьових вулканів (знизу вгору) (див. рис. 11, б): область джерела (флюїдів та флюїдизованого глинистого матеріалу), інтрузивна (інжекційна) область (субвертикальні канали), екструзивна область (тіло виверженого матеріалу на поверхні або морському дні), покривна область (перекриваючі товщі при похованні).

Довгоживучі грязьові вулкани часто мають коріння в зрілих нафтогенеруючих системах, що створюють аномально високий тиск (АВТ)

- ◀ **Рис. 11.** Грязьові вулкани: *a–б* — концептуальні моделі будови грязьових вулканів: *a* — за (Mazzini, Etiope, 2017), *б* — за (Roberts, 2011); *в–г* — кратери грифонів грязьових вулканів Азербайджану (Mazzini, Etiope, 2017); *д* — гібридний механізм формування та еволюції каналової системи грязьових вулканів за участю флюїдизації та обвалення (Roberts, 2011): *A* — стадія початкової ін'єкції; *B* — рання стадія просідання вершини; *C* — пізня стадія просідання вершини; *D* — експлозивна стадія; *e* — ізотопний склад С та Н метану за глобальною вибіркою (Mazzini, Etiope, 2017); *ж* — ізотопний склад О та Н водного флюїду

Fig. 11. Mud volcanoes: *a–b* — conceptual models of the mud volcanoes structure: *a* — from (Mazzini, Etiope, 2017), *b* — from (Roberts, 2011); *v–g* — griffons craters of mud volcanoes of Azerbaijan (Mazzini, Etiope, 2017); *d* — hybrid mechanism of formation and evolution of the conduit system of mud volcanoes involving fluidization and collapse (from Roberts, 2011): *A* — stage of initial injection; *B* — early stage of subsidence; *C* — early stage of subsidence; *D* — explosive stage; *e* — the isotopic composition of C and H methane in the global sample (according to (Mazzini, Etiope, 2017)); *ж* — the isotopic composition of O and H of aqueous fluids

у резервуарах, але також поширені в областях з глибинними джерелами живлення, наприклад у зонах субдукції, де глибинний потік флюїду підтримується зневодненням осадової товщі (Korff, 2002; Huuse et al., 2010). Сейсмічні дослідження вказують на можливість розташування корневих зон грязьових вулканів на глибинах до 15 км (Південно-Каспійська западина) (Mazzini, Etiope, 2017) і навіть до 25 км (Керченсько-Таманська провінція) (Собисевич и др., 2014). Про глибинне закладення коренів у багатьох випадках свідчать також мінералогічні, геохімічні та ізотопні дані про сопкові брекчії та флюїди (Шнюков и др., 1992, 2015; Jonk et al., 2003; Лукин, 2009; Mazzini et al., 2012).

Концептуальні моделі зазвичай припускають або один великий основний канал (див. рис. 11, *a*), або анастомотичну мережу множинних каналів у зоні живлення (див. рис. 11, *б*). В іншій моделі, яка найбільш відповідає характеристикам вивчених вулканів, анастомотична мережа субвертикальних каналів і розділені ними блоки мегабрекчії вміщуючих порід утворюють живлячий комплекс вулкана (центральний складовий канал) у інтрузивній області (Roberts, 2011). У цитованій роботі запропонована реалістична гібридна схема формування та еволюції грязьового вулкана (див. рис. 11, *д*), перша стадія якої характеризується гідророзривом у покрівлі «кореневого» живлячого горизонту, флюїдизацією його осадів і формуванням колони обвалення та мегабрекчій, що зростає вгору. На наступній стадії відбувається просідання залишку покривних порід у порожнину над колоною обвалення, пронизаною флюїдними каналами. У подальшому колона обвалення зазнає просідання центральним складовим каналом через прогресуюче розущільнення в «кореновому» горизонті. Епізоди швидкого просідання можуть викликати енергійне витіснення флюїду та виверження грязьового вулкана (стадія *D* на рис. 11, *д*).

Ця ідеалізована схема не враховує шарувату неоднорідність та можливу присутність у розрізі шарів скельних порід. Під такими шарами, що забезпечують склепіння, можливе формування проміжних порожнин обвалення/просідання. Наявність в товщі, що перетинається, інтервалів розчинних порід включити механізми формування великих порожнин розчинення в його базальній частині та/або поперечних

карстових каналів, що, ймовірно, відбувається у випадку грязьових вулканів дельти Нілу (Kirkham et al., 2017). Також ця схема показує єдину область (інтервал) джерела як для флюїдів, так і для глинистого матеріалу, тоді як флюїди можуть надходити до материнського глинистого інтервалу (інтервалу флюїдизації) з глибинних джерел каналами тектонічної або тектоно-карстової природи. Ініціювання живлячого комплексу вулкана у кореневій зоні може бути не пов'язане з флюїдизацією і гідророзривом, якщо ця зона представлена породами, схильними до гіпогенного карстоутворення з формуванням великих порожнин. Обвалення таких порожнин може ініціювати формування і подальше зростання колони (труби) обвалення, а процес флюїдизації глинистого матеріалу включиться, коли ця колона буде перетинати товщу відповідного складу. Таким чином, механізм утворення НФ-структур грязьових вулканів може включати різні процеси локалізованої деструкції та розущільнення залежно від локальних геологічних та гідрогеологічних умов та стадій розвитку структур.

Походження структур кластичних інжектитів. Незважаючи на значну кількість досліджень, присвячених кластичним інжектитам, розуміння процесів та механізмів їх формування залишається суперечливим та недостатнім (Huuse et al., 2010). Багато в чому це зумовлено тим, що більшість даних за цими структурами отримані від сейсмічних досліджень, які не дають змоги судити про походження інжектного матеріалу, несучих та мігруючих флюїдів. За відсутності даних буріння для літологічної інтерпретації сейсмічних даних інтерпретація піщаних інжектитів залишається спекулятивною. Дослідження таких структур у відслоненнях дають багато важливої інформації, але є локальними, часто не дозволяють визначити положення коренів і вершин, а також важко піддаються генералізації.

Зазвичай вважається, що піщані інжектити утворюються шляхом впровадження флюїдизованого піску в глинисті слабкоконсолідовані покриваючі товщі при відносно неглибокому зануренні (див. рис. 10, e), тобто ці структури належать до так званих «деформацій м'яких осадів» (soft-sediment deformations) (Wheatley et al., 2016). Хоча таке утворення інжектитів реальне і спостерігається, воно не може засто-

совуватись до багатьох випадків, де інжектити великі за розмірами, перетинають міцні породи, мають у своєму складі агрегати зерен з цементом материнських порід і крупні уламки, мають геохімічні ознаки участі глибинних флюїдів та ін.

Основними процесами у формуванні кластичних інжектитів вважаються флюїдизація та гідророзриви, які спрощено описуються таким чином (Huuse et al., 2010). Вертикальна міграція флюїдів відбувається внаслідок різниці тисків між поровими флюїдами різних горизонтів осадової товщі, що підтримується слабопроникним роздільним горизонтом. Різниця тисків створюється аномальним тиском водної фази в одному з горизонтів та силами спливу газів. Для локалізованого руху флюїдів через слабопроникний горизонт його ізолюючі властивості мають бути порушені, що може досягатися шляхом гідророзриву (за наявності тисків у нижньому горизонті, що перевищують найменшу основну напругу). Мережа тріщин, що виникає, дозволяє рух водного або водно-газового флюїду та ін'єкцію флюїдизованого осаду. Фрагменти вмщуючих тріщини порід також можуть бути залучені, якщо швидкості течії флюїду перевищують швидкість їх флюїдизації та опір тертя. Основними факторами процесу флюїдизації є швидкість течії, відносна щільність і розміри частинок, а також в'язкість флюїду.

Швидкості висхідної течії флюїдів при флюїдизації оцінюються величинами від кількох дециметрів за секунду і вище (Di Felice, 2010). Це перевищує на два-три порядки середні значення, розраховані для просування гідророзриву, але є порівняними з максимальними значеннями, отриманими на моделях. Відповідно, тільки в екстремальних випадках потік флюїду при гідророзриві може флюїдизувати і залучати кластичний матеріал резервуара, проте це може відбуватися після гідророзриву, коли утворені тріщини і градієнт тиску вздовж них можуть обумовлювати високу швидкість потоку. Збільшення виштовхуючої сили газів може сильно збільшити швидкість потоку флюїду і, відповідно, потенціал для ремобілізації осадів (Huuse et al., 2010).

Таким чином, з теоретичних міркувань, процеси гідророзриву та флюїдизації з ін'єкцією кластичного матеріалу, швидше за все, роз'єд-

нані у часі. Приймаючи, що механізм гідророзриву у багатьох випадках є провідним процесом утворення початкових деформацій (хоча він є сумнівним у застосуванні до структур з вертикальними розмірами в багато десятків і сотень метрів (Hurst et al., 2003)), ми відзначаємо, що цілий ряд характеристик інжективів свідчить про велику роль інших процесів у формуванні як початкових деформацій, так і вторинної порожнинності, які повинні передувати ін'єкції кластичного матеріалу, щоб створити зафіксовані цим матеріалом форми та розміри інжективних тіл. Також зауважимо, що зазвичай популярні механізми формування інжективів ігнорують проблему морфогенезу інжективних тіл. Наприклад, у наведеній на рис. 10, е моделі утворення труб піщаних інжективів очевидним є розрив між першою (початкові умови) та другою (утворення труби) стадіями.

Наведені вище характеристики морфології та розмірів тіл інжективів у багатьох випадках не відповідають механізму утворення тріщин гідророзривом, а особливості складу деяких інжективів вказують на заповнення в построзривний період. У ряді нафтогазоносних регіонів (Північне море, західне узбережжя Африки) інжективи розвинені за так званими полігональними розломами, що мають контракційне походження (Cartwright et al., 2007), в інших випадках — за тектонічними порушеннями (Hurst et al., 2003). Тріщинним розривам не відповідає трубна (циліндрична) морфологія багатьох інжективів, яка часто є ускладненою скульптурними мезо-формами, подібними до форм розчинення у карстових каналах. Інжективи щільної форми (дайки) нерідко мають метрову розмірність ширини, що не може досягатись лише в результаті гідророзриву. Механізмом гідророзриву важко пояснювати утворення складних за морфологією, але генетично єдиних комплексів інжективних тіл (див. рис. 10, д), що поширюються на багато сотень метрів у розрізі багатошарових товщ. У деяких випадках встановлено, що матеріал інжективів був ремобілізований шляхом часткового розчинення консолідованих пісковиків вміщуючих товщ (Parnell, Kelly, 2003). Ці особливості свідчать про те, що ін'єкціям флюїдизованого кластичного матеріалу повинні передувати процеси перетворення флюїдами форми і розмірів первинних розривних деформа-

цій, чи то тектонічних або флюїдодинамічних. Серед таких процесів провідну роль може відігравати розчинення, тобто карстоутворення. Подальше обґрунтування цієї пропозиції дано нижче при розгляді карстових НФ-структур.

Аномально високі тиски, необхідні для гідророзриву, можуть створюватись різними механізмами, що діють у різних часових шкалах (Sibson, 2003; Huuse et al., 2010). Переважним серед них є елізійний — нерівноважне ущільнення внаслідок швидкого занурення, швидкість якого перевищує можливості дренавання порових флюїдів. Також значущими є латеральна передача тисків під дією тектонічного змінання та диференціального навантаження, а також діагенетичні перетворення порід, що включають трансформацію глинистих мінералів, кремнезему та карбонатів, цементацію та генерацію вуглеводнів (Huuse et al., 2010). Формуванню зон АВТ сприяє комірковість осадового чохла внаслідок флюїдо-літогенетичної самоорганізації (Bradley, Powley, 1994; Ortoleva, 1994). Ці процеси досить повільні в геологічних масштабах часу і характеризуються циклічністю (Powley, 1983; Dewers, Ortoleva, 1994), якою може пояснюватись багатофазність, що часто спостерігається у формуванні інжективів. Події гідророзриву, розвантаження тисків та рух флюїдів з горизонту з АВТ у суміжні резервуари можуть бути швидкими, імпульсними. В якості спускових подій/умов для гідророзриву та флюїдизації розглядалися (Huuse et al., 2010): землетруси, удари метеоритів, розвантаження артезіанських вод через дюнні піски, повітряна продувка при «поршневому» впливі повеней (останні два — для дрібних інжективних тіл). До цього слід додати можливість ініціації формування інжективів проривами флюїдів з нижньої кори, що практично не розглядалася. Так, недавніми дослідженнями на моделях виявлено механізм періодичного виникнення «хвиль пористості», прориву та міграції флюїдів із пластичної зони кори у вищерозташовану жорстку кору (Connolly, Podladchikov, 2015), одним з наслідків яких може бути ініціація формування інжективів в осадовому чохлі.

Необхідною умовою для великомасштабної ремобілізації кластичних осадів, як піщаних, так і глинистих, приймається наявність окремого (від вихідного вмістилища самого матеріалу) джерела флюїдів (Hurst et al., 2003; Van

Rensbergen et al., 2003; Huuse et al., 2010). Раніше для грязьових вулканів передбачалося, що внутрішня генерація вуглеводнів у глинистих товщах може бути достатнім драйвером для ремобілізації глини, тобто що джерело флюїдів та матеріалу може бути єдиним. Однак сучасні дослідження не підтверджують такі погляди, показуючи наявність коренів грязьових вулканів, сфокусованих на точках надходження глибинних флюїдів (Huuse et al., 2010). Також було наголошено, що розрідження пісків у «материнських» товщах не може бути настільки масивним, а обсяги флюїдів у них настільки великими, щоб забезпечити великомасштабну ремобілізацію, необхідну для формування великих комплексів піщаних інжективів (Hurst et al., 2003). Для цього потрібна участь великих обсягів флюїдів від зовнішніх джерел. Як джерела флюїдів для флюїдизації та формування кластичних інжективів зазвичай розглядаються «материнські» для матеріалу або підстилаючі напірні водоносні горизонти в молодих морських осадах або консолідованих товщах суші, або глибші горизонти басейнових вод, що надходять в інтервали флюїдизації по локалізованих наскрізних каналах. У деяких активних флюїдопровідних структурах грязьових вулканів участь флюїдів з глибоких водоносних комплексів встановлена, наприклад, у найбільшому грязьовому вулкані Люсі в східній Яві (Davies et al., 2007) та в грязьових вулканах дельти Нілу (Feseker et al., 2010). Магматичні та гідротермальні флюїди рідко розглядаються як рушійна сила флюїдизації, хоча геохімічні та ізотопні ознаки вказують на їхню участь у багатьох випадках. Дані про ізотопний склад та гомогенізацію флюїдних включень в інжективах зазвичай показують, що температури флюїдів набагато перевищують оціночні максимальні температури порід (Hurst et al., 2003), а в деяких випадках прямо вказують на участь високотемпературних глибинних флюїдів (інжективи північного заходу Європи) (Jonk et al., 2003). Ізотопний склад вуглецю CO_2 та гелію в деяких грязьових вулканах свідчить про мантійну складову (вулкан Люсі, Індонезія) (Mazzini et al., 2012).

Інтрुзії

Магматичні інтрुзії. Ми не розглядаємо механізми формування магматичних інтрузій, чому присвячена велика спеціальна літерату-

ра, лише відзначаємо тут їх особливості та наслідки їх впровадження, які ведуть до утворення НФ-структур інших типів.

На відміну від піщаних інжективів і комплексів грязьових вулканів, де самі їх тіла утворюють проникні канали і фокусують міграцію флюїдів, магматичні інтрузії зазвичай мають проникність меншу, ніж вмещуючі породи. Однак їх впровадження в осадові товщі створює великомасштабні зміни структури проникності, здатні впливати на флюїдообмін у регіональних просторових і геологічних часових масштабах.

Впровадження магми з температурою понад $1000\text{ }^\circ\text{C}$ в осадову товщу швидко і сильно змінює властивості порід у контактній зоні потужністю до десятків, іноді сотень метрів. Трищинуватість у цій зоні створюється впровадженням, але потім розвивається внаслідок розвантаження напруг, створюваних закипанням порових флюїдів і термальною дегідратацією вмещуючих порід, і супроводжується брекчіюванням останніх і каналізацією гідротермального потоку. З розвитком флюїдодинамічних деформацій та використанням доінтрузивних тектонічних деформацій навколо інтрузії поширюється термальна аномалія, яка зумовлює сильний вплив на циркуляцію флюїдів у навколишніх породах. Ці перетворення концентруються над субвертикальними інтрузіями і над верхніми ділянками стратиформних інтрузій (силів), створюючи комплекси гідротермальних каналів — фільтруючих термогідроколон Г.Л. Пospelова (Пospelov, 1962), які іноді розглядаються як особлива група НФ-структур (Cartwright et al., 2007).

Будучи об'єднаними єдиною рушійною силою для деформацій та руху флюїдів, гідротермальні комплекси включають структури (канали), у виникненні та розвитку яких на різних стратиграфічних рівнях можуть бути задіяні різні механізми, включаючи гідророзриви, розчинення, мінералізацію, флюїдизацію, розвиток труб брекчій обвалення та кластичних інжективів. Так, з гідротермальними комплексами пов'язуються численні кластичні (піщані) інжективи у породах групи Штормберг у басейні Кару в Південній Африці та магматичної провінції північно-східної Атлантики (Jamveit et al., 2004). Нами задокументовано інтенсивну гіпогенну закарстованість у вигляді численних

висхідних каналів-шахт на окраїнах рудоносної інтрузії Антаміна в крейдових вапняках Перуанських Анд. Яскравим прикладом активного сучасного розвитку гідротермального комплексу каналів є каналово-порожнинні системи в ріолітах вулканічної кальдери Йеллоустоун (США), які нещодавно ідентифіковані як прояви гіпогенного карсту (Blackwood et al., 2018).

Соляні інтрузії. Механізми формування соляних інтрузій, детально вивчені у спеціальній літературі, тут не розглядаються. Як і в магматичних інтрузіях, самі інтрузивні тіла соляних порід мають малу проникність і не є каналами переважної фільтрації. Однак їх впровадження створює деформації в товщах, що перетинаються, які, з урахуванням вертикально витягнутої геометрії багатьох соляних інтрузій, утворюють НФ-структури. З багатьма соляними діапірами асоційовані численні прояви фокусованих флюїдних потоків, такі як концентрація грязьових вулканів і покмарків на морському дні (Мексиканська затока, Західна Африка), газові аномалії (Північне море), аномалії солоності підземних вод (побережжя Луїзіани) (Cartwright et al., 2007). Підвищена проникність порід над інтрузіями та у контактній зоні вздовж них обумовлена тріщинними деформаціями, утвореними при впровадженні соляних тіл. Однак проникність тріщинуватої оболонки соляних інтрузій, мабуть, залишається підвищеною протягом обмежених періодів і може закриватися в інші проміжки часу, що залежить від геодинаміки соляних мас та дії процесів розчинення/цементації. Про це свідчить наявність заповнених нафтових скупчень у вертикально-організованих пастках, що примикають до соляних стін інтрузій, у палеогенових пісковиках та верхньокрейдових карбонатах Центрального Грабену Північного моря (Cartwright et al., 2007). У цитованій роботі відзначається епізодичний характер поперечних флюїдних потоків, асоційованих із соляними діапірами, що пояснюється епізодичністю зростання останніх, контрольованого регіональною тектонікою.

Діатреми (трубки вибуху)

Діатреми — канали округлої чи овальної форми у поперечнику, часто конусовидної (вершиною униз) у розрізі, які утворюються однократним

проривом вулканічних газів, впровадженням вулканічного матеріалу та брекчіюванням вміщуючих порід (Геологический..., 2010—2012). Поперечні розміри діатрем варіюють від кількох метрів до 1,5 км. На різних глибинах діатреми переходять у дайки.

Флюїдопровідна роль діатрем слабо вивчена, але, вочевидь, є різноманітною залежно від складу, будови, віку тощо. Брекчіюваний стан порід у діатремах передбачає підвищену проникність. Для деяких кімберлітових труб (наприклад, трубка Удачная у Росії (Смирнов, Соколов, 2011)) повідомляється про висхідне розвантаження по них міцних глибинних розсолів, наявність інтенсивних газопроявів та розвиток карсту з порожнинами до 20 м у поперечнику, що свідчить про активний флюїдообмін по таких структурах.

Газові каміни

У міжнародній літературі терміни «труби» (pipes) і «каміни» (chimneys) часто використовуються як синоніми та застосовуються до дискордантних структур, що виділяються на сейсмічних профілях та інтерпретуються як флюїдопровідні структури. Деякі роботи (Karstens et al., 2019) розрізняють сейсмічні труби і сейсмічні каміни. Перші, зазвичай менших поперечних розмірів, інтерпретуються як структури витoku (прориву) флюїдів; другі, з поперечниками до кількох кілометрів і з не обов'язково вертикальними межами та округлою формою у перерізі — як наскрізні області газонасичення тріщинно-порового середовища. Обидва типи структур розглядаються як провідники флюїдів та тисків між різними резервуарами в розрізі товщ. Слід відзначити речовинно-структурну та генетичну невизначеність структур, які називаються сейсмічними трубами.

Труби прориву газів (blowout pipes)

Ці утворення зазвичай відносяться до структур м'якої деформації у слабкоконсолідованих осадах. У роботі (Cathles et al., 2010) механізм їх формування описується таким чином. Капілярний бар'єр під шаром дрібнозернистих або більш сцементованих осадів утримує газ у нижньому горизонті. Газ накопичується до тих пір, поки тиск не стає достатнім для прориву капілярного бар'єру, при якому відбувається

енергійне розвантаження газу через округлий канал прориву, який перетинає вищезалігаючу слабоконсолідовану товщу. Свіжі осади у придонному горизонті розріджуються і видаляються донною течією, що зумовлює утворення покмарків.

В іншій роботі (Cartwright et al., 2007) формування труб прориву газів допускається з перетином гетерогенних товщ великої (понад 1000 м у Північному морі) потужності і пов'язується з гідророзривом горизонтів-ізоляторів над зонами АВТ газових резервуарів і високодинамічним процесом поширення прориву, в якому можуть комбінуватися процеси гідророзриву та обвалення. Такі структури локалізуються у склепіннях антиклиналей, на висхідних виклинюваннях водоносних горизонтів і над газовими резервуарами. В цитованій роботі проведено аналогію з діатремами магматичних інтрузій, де розширення газів є головним фактором формування деформації, що поширюється вгору. У цій роботі передбачається, що труби прориву газів є першою стадією утворення грязьових вулканів.

Вочевидь, флюїдний потік має найбільшу інтенсивність під час формування таких труб. Утворені структури деформації можуть періодично реактивуватися. Для їх довготривалого подальшого існування як флюїдопровідних структур вони повинні бути зафіксовані впровадженими осадами на кшталт інжектитів або цементациєю матеріалу на трубних контурах.

Підзападинні структури

Западини (пологі округлі поглиблення поверхні з поперечними розмірами від кількох метрів до кількох сотень метрів) дуже поширені на рівнинних слабо розчленованих територіях багатьох регіонів. Западини не пов'язані з розчиненням підстилаючих порід і гравітаційними чи суфозійними просіданнями над порожнинами і каналами (карстом), хоча такий зв'язок передбачався в деяких роботах. Геофізичними дослідженнями виявлено аномальні розуцільнені корені западин до глибин не менше 50—60 м, а в окремих випадках — до покрівлі кристалічного фундаменту на глибинах близько 400 м (Шестопапов и др., 2018). В роботі В.М. Ларіна із співавторами (Ларин и др., 2010) повідомляється про виявлення мікросейсмічним зондуванням каналу діаметром

350 м та глибиною понад 7 км під однією із западин на Руській рівнині.

Формування підзападинних структур і самих западин як їхнього поверхневого вираження пов'язується з глибинною дегазацією Землі, як поступової, так й імпульсної — вибухової (Ларин и др., 2010; Шестопапов и др., 2018), проте умови та механізми реалізації відповідних процесів слабо вивчені. Дослідженнями останніх десятиліть (Водообмен..., 2001; Шестопапов и др., 2007) виявлено особливу роль западин та підзападинних каналів у живленні верхніх водоносних горизонтів та міграції забруднювачів. Також виявлені виражені перетворення порід у підзападинних зонах аномальними гідродинамічними, геохімічними та термодинамічними процесами. З западинами пов'язані аномалії радону та торону у приповерхневих шарах (Шестопапов и др., 2018), а також аномалії водню та метану (Ларин и др., 2010).

Карстові структури (структури розчинення)

Карстові шахти (труби розчинення)

У геологічних публікаціях для поперечних структур карстового походження часто використовують термін *труби розчинення* (dissolution pipes). У спеціальній (карстово-спелеологічній) літературі вони називаються *карстовими шахтами* (субвертикальні канали округлої морфології), які можуть бути епігенного (низхідні, з живленням від поверхні) або гіпогенного (висхідні, з живленням від підстилаючих горизонтів або глибоких джерел) походження. Шахти розчинення слід відрізняти від провальних шахт, утворених обвалом покрівлі великих порожнин у глибині.

Епігенні (низхідного формування) карстові шахти є доміантними каналовими формами, які формуються в зоні аерації (вадозній зоні) здренованих карстових масивів, особливо гірських, де ця зона часто досягає потужності сотень метрів, а іноді — понад 2000 м (Klimchouk, 2019; рис. 12 а) Число задокументованих шахт на окремих добре вивчених карстових масивах може досягати кількох сотень при щільності до 3—5 км². Індивідуальні шахти зазвичай мають округлу або овальну форму у перетині, з розмірами від кількох метрів до кількох десятків

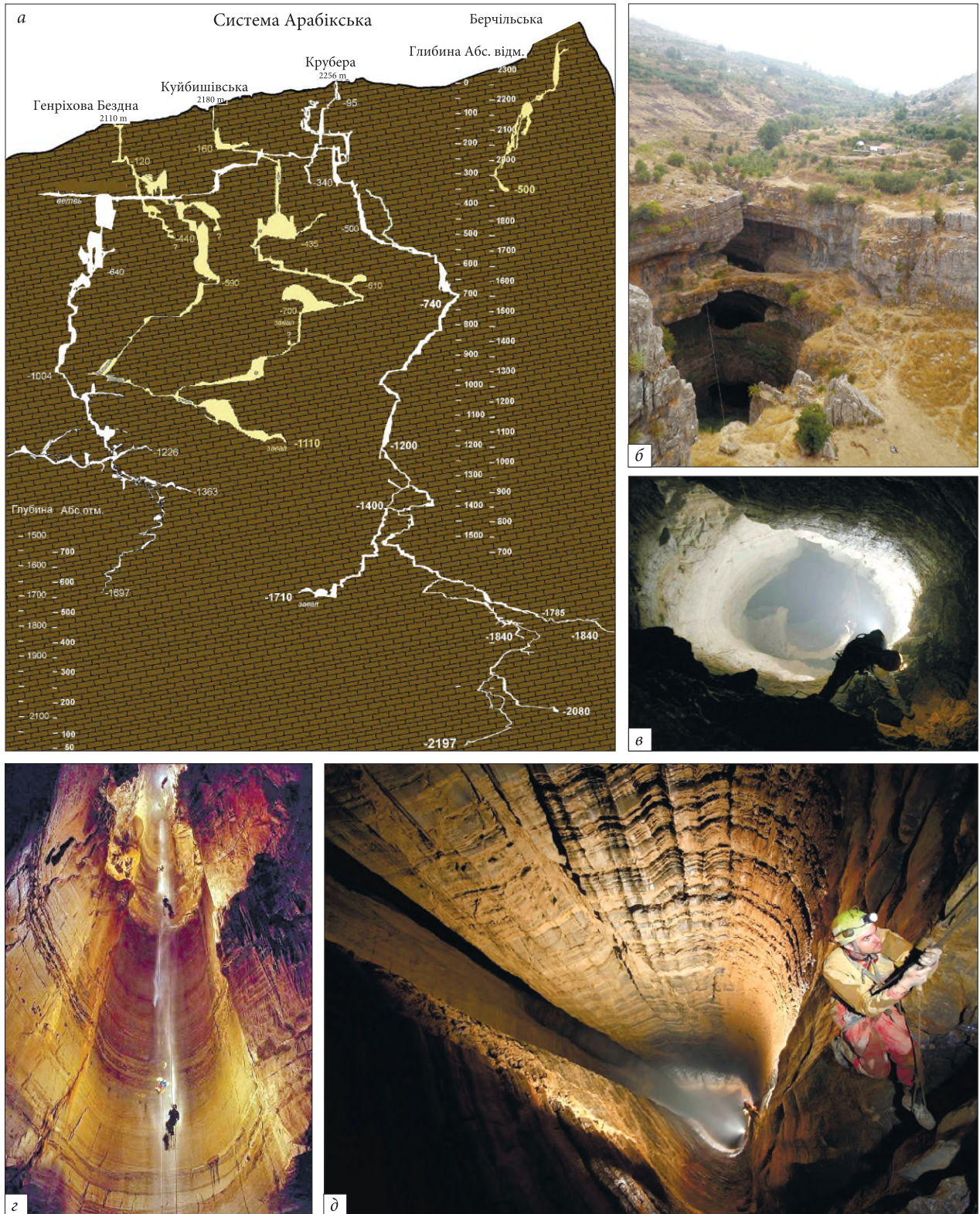


Рис. 12. Епігенні (низхідного формування) карстові шахти: *a* — розріз-проекція найглибшої карстової системи світу Арабікської на масиві Арабіка, Західний Кавказ (Климчук, 2018); *б* — вхідний отвір карстової шахти у Лівані; *в* — карстова шахта Куйбишівська на масиві Арабіка, Західний Кавказ; *г* — карстова шахта Фантастік Піт у печері Елісонс, США; *д* — карстова шахта у системі Гуфр Берже, Піреней, Франція. Фото *б* та *в* — О.Б. Климчука, фото *г* та *д* — з інтернету

Fig. 12. Epigenetic (descending formation) karst shafts: *a* — projected section of the Arabikska karst system in the Arabika massif, Western Caucasus, the deepest karst system in the world (Klimchouk, 2018); *б* — entrance of a karst shaft in Lebanon; *в* — Kuibyshevskaya karst shaft in the Arabika massif, Western Caucasus; *г* — karst shaft Fantastic Pit in the Ellisons cave, USA; *д* — karst shaft in the Guffre Berger system, Pyrenees, France. Photo *б* and *в* — A.B. Klimchouk, photo *г* and *д* — from the Internet

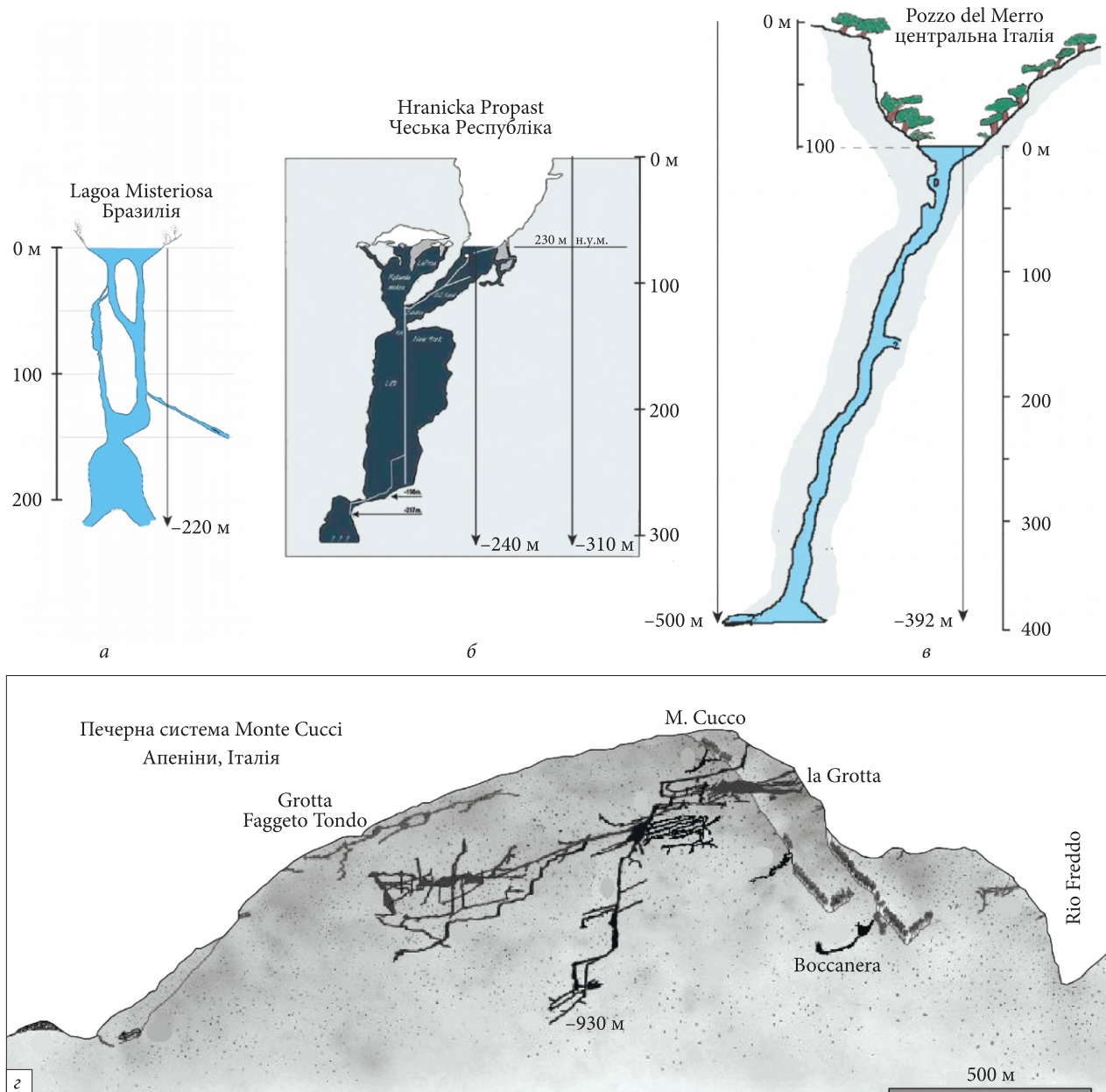


Рис. 13. Найглибші відомі шахти гіпогенно-карстового походження: *a–в* — заповнені водою; *г* — у зоні аерації. *a* — шахта Лагоа Мистеріоза у районі Бодогуена у західній Бразилії (Auler, 2009); *б* — Храницька Пропаст у Моравії, Чехія (за Hranicky kras Caving group; <http://www.hranickapropast.cz/>); *в* — шахта Поццо дель Мерро у центральних Апеннінах, Італія (Caramana, 2002); *г* — печерна система Монте Куккі, Апенніни, Італія (за Centro Excursionistico Naturalistico Speleologico Costacciaro; www.sens.it)

Fig. 13. The deepest known shafts of hypogene origin: *a–в* — filled with water; *г* — in the vadose zone. *a* — Lagoa Mysterioza shaft in the Bodoguena area in western Brazil (Auler, 2009); *б* — Hranicky abyss in Moravia, Czech Republic (from Hranicky kras Caving group; <http://www.hranickapropast.cz/>); *в* — Pozzo del Merro shaft in the central Apennines, Italy (Caramana, 2002); *г* — Monte Cucci cave system, Apennines, Italy (from Centro Excursionistico Naturalistico Speleologico Costacciaro; www.sens.it)

метрів (рис. 12, б—д), та вертикальну амплітуду до 500—600 м (відомі вісім шахт із амплітудою понад 500 м), але найчастіше знаходяться в межах від кількох десятків до сотні метрів за цим параметром. Загальна глибина великих

систем з'єднаних шахт у поодиноких випадках може перевищувати 2000 м (системи Крубера та Верьовкіна на масиві Арабіка, Західний Кавказ) (Климчук, 2018; Klimchouk, 2019). У світі відомо 119 шахтних систем глибиною понад 1000 м.



Рис. 14. Морфологія гіпогенних карстових шахт у крейдових вапняках району інтрузії Антаміна у Перуанських Андах: *a–в* — накладення епігенного вадозного розчинення на гіпогенні порожнини; *г* — гіпогенна шахта відкрита на поверхню (вид знизу вгору); *д–к* — діагностичні форми конвективної циркуляції у шахтах; *л* — ріфтоподібний канал

Fig. 14. Morphology of hypogene karst shafts in the Cretaceous limestones of the Antamina intrusion area in the Peruvian Andes: *a–в* — overprint of epigenic vadose dissolution onto hypogene cavities; *г* — hypogene shaft open to the surface (viewed from below); *д–к* — diagnostic forms of convective circulation in shafts; *л* — rift-like channel

Карстові шахти епігенного походження розвиваються за наскрізними тектонічними тріщинами і розломами та є ефективними провідниками підземних вод від епікарстової зони під поверхнею до фреатичної зони в глибині масивів. Якщо такі масиви зазнають занурення та поховання в ході подальшої геологічної еволюції, то епігенні шахти стають палеокарстовими НФ-структурами, які можуть бути як фосилізованими, так і залучатися до структури флюїдообміну у нових умовах.

Гіпогенні (висхідного формування) карстові шахти (труби). Гіпогенні шахти-труби формуються на значній глибині від поверхні висхідними потоками і стають доступними для безпосереднього дослідження при розкритті денною поверхнею під час підняття та денудації. Їх приналежність до гіпогенного класу встановлюється за характерною морфологією (наявністю комплексу форм висхідного потоку (Климчук, 2013)), наявною висхідною циркуляцією вод, специфічним складом водного і газових флюїдів (відповідному глибинному живленню), підвищеною температурою вод, мінералогічними особливостями та аналізом геологічної історії регіону. Шахти, що залишилися переважно у фреатичній зоні (обводнені), досліджуються за допомогою водолазного спорядження або керованих апаратів. Приклади глибоких вивчених обводнених гіпогенних шахт (максимальна задокументована глибина 500 м) наведено на рис. 13, а—в. Гіпогенні шахти можуть бути повністю або частково виведені до зони аерації. Найбільшою системою таких реліктових гіпогенних шахт є Монте Кукко в Аппенінах, вертикальна амплітуда якої досягає 930 м (див. рис. 13, г); іншими прикладами є шахти в провінції Мурсія (Іспанія; див. рис. 4) та шахти, досліджені нами в районі інтрузії Антаміна у Перуанських Альпах (рис. 14).

Більшість гіпогенних шахт пов'язані з гідротермальними системами, активними в минулому, що вироджуються або є повністю реліктовими у даний час. Нами вперше досліджено шахти типової гіпогенної морфології глибиною до 160 м у районі магматичної інтрузії Антаміна у Перуанських Андах (див. рис. 14), де вони розвинені в карбонатній формації Джумаша за 2—3 км на північний схід від інтрузивних тіл і контролюються великими наскрізними тріщинами північно-східного простягання.

Впровадження інтрузій відбувалося в період 11—9,7 млн років тому (Mrozek et al., 2017) і зумовило метаморфізацію вміщуючих порід, формування металоносного скарну та вивільнення газоводних флюїдів, які відводилися тріщинними системами північно-східної орієнтації з формуванням систем висхідних шахт за ними. Глибина закладання зони гіпогенного карстоутворення у цей період оцінюється приблизно у 5 км. Розкриття вапнякової товщі з-під слабопроникного покриву та епігенне карстоутворення розпочалися у ранньому плейстоцені. Реліктові гіпогенні шахти сильно вплинули на епігенне карстоутворення та формування відповідної карстової водоносної системи, в яку залучалися окремі елементи гіпогенних порожнин. Системи шахт складаються з вертикальних стволів, що з'єднуються уступами на перетинах вертикальних тріщин або каналами за нашаруванням. Морфологія шахт демонструє комплекс форм висхідного потоку та конвективної циркуляції (див. рис. 14), місцями зрізаних поверхнями накладеного вадозного розчинення.

Яскравим прикладом гіпогенного карсту в активних гідротермальних системах, пов'язаних з інтрузіями, є каналово-порожнинні системи у ріолітах вулканічної кальдери Йеллоустоун (США), через які відбувається висхідне розвантаження гарячих флюїдів у вигляді численних гейзерів та джерел. Морфологічно більшість з них являють собою висхідні шахти розчинення. Геофізичними дослідженнями та заглибними камерами у глибині виявлені канали та великі камери з типовою для гіпогенного карстогенезу морфологією (Blackwood et al., 2018).

Каньйоно- та рифтоподібні карстові канали

Найбільш поширеними наскрізними структурами карстового походження є лінійні канали тріщиноподібної (щілинноподібної) морфології, сформовані за великими тріщинами і проникними сегментами розломів, що мають значну розкритість (від перших десятків сантиметрів до декількох метрів), протяжність (від перших десятків до сотень метрів) та висоту (від кількох метрів до багатьох десятків метрів та перших сотень метрів). У міжнародній карстолого-спелеологічній літературі такі канали карстових печер називають «рифтами»

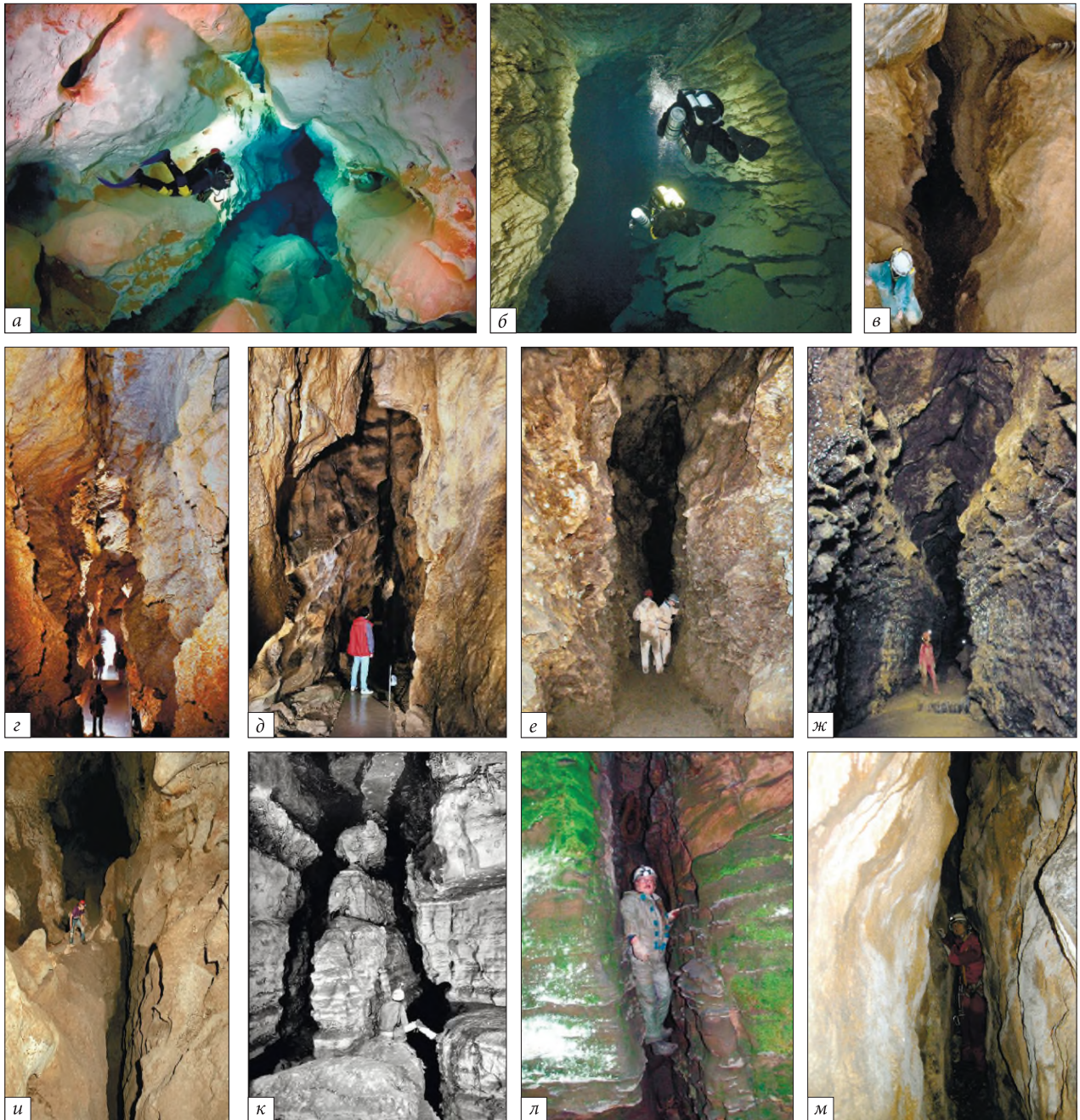


Рис. 15. Морфологія рифтоподібних каналів у гіпогенних печерах: *a* та *б* — канали у фреатичних умовах (дослідження з аквалангом); *з*—*м* — реліктові канали у вадозних умовах. *a* — печера Cova des Pas de Vallgornera у рифових верхньоміоценових вапняках, Мальорка, Іспанія ((Merino et al., 2011); фото А. Cirer). *б*—*д* — печери у триасових вапняках, Будапешт, Угорщина: *б* — Molnar Janos (фото А. Kalinovitz), *в* — Pal-Volgyi (фото Р. Borzsak), *з*—*д* — Szemlohegy (фото Р. Borzsak). *е*, *ж* — печери у міоценових гіпсах Західної України: *е* — Ювілейна, *ж* — Млинки (фото О. Климчука). *и* — печера Carlsbad Caverns у пермських рифових вапняках, гори Гвадалупе, Нью-Мексико, США (фото А. Palmer). *к* — печера Wind у карбонічних вапняках, Блек Хіллс, Південна Дакота, США (фото А. Palmer). *л* — печера Tiefe у крейдових пісковиках, Франконський Альб, Німеччина (фото I. Urban). *м* — печера-рифт у палеоценових вапняках, Передгірський Крим, Україна (фото О. Климчука)

Fig. 15. Morphology of rift-like conduits in hypogenic caves: *a* and *b* — in phreatic conditions (scuba diving exploration); *z*—*m* — relict conduits in vadose conditions. *a* — Cova des Pas de Vallgornera cave in reefal Upper Miocene limestones, Mallorca, Spain ((Merino et al., 2011; photo by A. Cirer). *b*—*d* — caves in Triassic limestones, Budapest, Hungary: *b* — Molnar Janos (photo by A. Kalinovitz), *v* — Pal-Volgyi (photo by P. Borzsak), *z*—*d* — Szemlohegy (photo by P. Borzsak). *e*, *ж* — caves in Miocene gypsum of Western Ukraine: *e* — Jubileyna Cave, *ж* — Mlynki Cave (photo by O. Klimchouk). *и* — Carlsbad Caverns in the Permian reefal limestones, Guadalupe, New Mexico, USA (photo by A. Palmer). *к* — Wind Cave in Carboniferous Limestone, Black Hills, South Dakota, USA (photo by A. Palmer). *л* — Tiefe Cave in the Cretaceous sandstones, Franconian Alb, Germany (photo by I. Urban). *м* — Cave-rift in Paleocene limestones, Piedmont Crimea, Ukraine (photo by A. Klimchouk)

(англ. «rift» — тріщина, розщелина, розлом, щілина, проріз). Вони можуть утворюватися в зоні аерації (низхідна циркуляція) шляхом корозійно-ерозійного врізання вільних потоків у днища каналів, що зазвичай мають тріщинну напрямну. Іншим, набагато більш поширеним, походженням щілинних (рифтових) каналів є відносно рівномірне розширення первинних наскрізних тріщин висхідними потоками в напірних умовах. Для розмежування каналів цих генетичних груп канали першої групи називатимемо *каньйоноподібними* (за аналогією з флювіальними каньйонами; епігенний спелеогенез), а другої — *рифтоподібними* або *рифтовими* (гіпогенний спелеогенез). Каньйоноподібні (епігенні) та рифтові (гіпогенні) канали розчинення розрізняються на основі морфологічних особливостей, наявності або відсутності флювіального заповнювача, наявності або відсутності зон флюїдогенної зміни породи у стінах (і характеру цих змін), а також аналізу геологічної історії регіону. У цьому розділі характеризуються рифтоподібні канали гіпогенного походження.

Індивідуальні рифтові канали в досліджених печерних системах досягають багатьох десятків і навіть сотень метрів вертикальної амплітуди та довжини, при ширині до кількох метрів. Вони зазвичай є домінантними каналами в гіпогенних печерних системах (рис. 15) і часто утворюють сітчасті кластери (печери Будапешта, Угорщина) або коридори (печери регіону Пеннін, Великобританія).

Нашими дослідженнями в кримському Передгір'ї встановлено, що куєстові урвища Внутрішньої гряди та прилеглих балок закладені головним чином за гіпогенно-карстовими каналами рифтового типу, які розкривалися шляхом обвального-блокового відступу обривів з експонуванням характерної для таких каналів скульптурної морфології (Климчук и др., 2013а; Klimchouk, 2017б) (рис. 16, 17). Поперечні, а подекуди й паралельні до урвищ рифтові канали (тобто ті, які ще не отримали бічної розкритості до долин та балок), утворюють печери з подібними морфологічними елементами. Наскрізні рифтові канали часто мають у стінах сліпі бічні камери, «кишені», ніші, зони кавернозності, тафоні, комірчасті (стільникові) структури та облямовуючі зони зміненої породи. Розподіл цих форм по вертикалі контролюється шаруватістю та відповідною неоднорідністю пористості, а також особливостями взаємодії вод висхідного та пластових потоків. Індивідуальні рифтові канали, розвинені в різних породних пачках розрізу, були гідравлічно пов'язані один з одним у єдині НФ-структури (див. рис. 16) через стратиформні елементи проникності (закарстовані тріщини напластування, високопористі шари вапняків). Гідравлічна зв'язність через глинисті пачки підтримувалась тріщинними коридорами в них або навіть каналами карстової морфології, приклади яких виявлені у східному Передгір'ї (Климчук и др., 2013б).

Гіпогенне карстоутворення по регіональній розломно-тріщинній зоні зчленування Гірськокримської складчасто-надвигової області та Скіфської плити було пов'язане з розвантаженням глибинних флюїдів по НФ-структурах і їх взаємодією з пластовими потоками монокліналі північних схилів Головної гряди, що привело до формування регіональної зони карстових каналів рифтового типу та облямовуючої їх порожнинності, а згодом — до формування куєсти Внутрішньої гряди по цій зоні (див. рис. 16). Таким чином, НФ-структури тектоно-карстового походження відігравали велику роль у регіональній гідрогеології та геоморфології кримського Передгір'я.

Рифтоподібні карстові канали, ймовірно, широко розвинені в товщах пісковиків деяких регіонів. Їх розкриття денудацією супроводжується формуванням так званих щілинних каньйонів зі специфічними характеристиками, які вказують на їх неалювіальну природу та формування в глибині масивів (рис. 18). Виконаний нами аналіз великого зібраного матеріалу по таких каньйонах, у великій кількості наявних у багатьох регіонах (плато Колорадо, північ Африки та Аравійського півострова, Південно-Африканська Республіка, Сіднейський басейн Австралії та ін.), дає підстави вважати, що їх традиційне трактування як форм флювіальної ерозії не є універсальним та є часто помилковим. Хоча щілинні каньйони можуть утворюватись і процесами флювіальної ерозії, багато з них мають властивості, що не відповідають цій моделі. До таких властивостей відносяться:

- відсутність адекватного поверхневого водозбору;

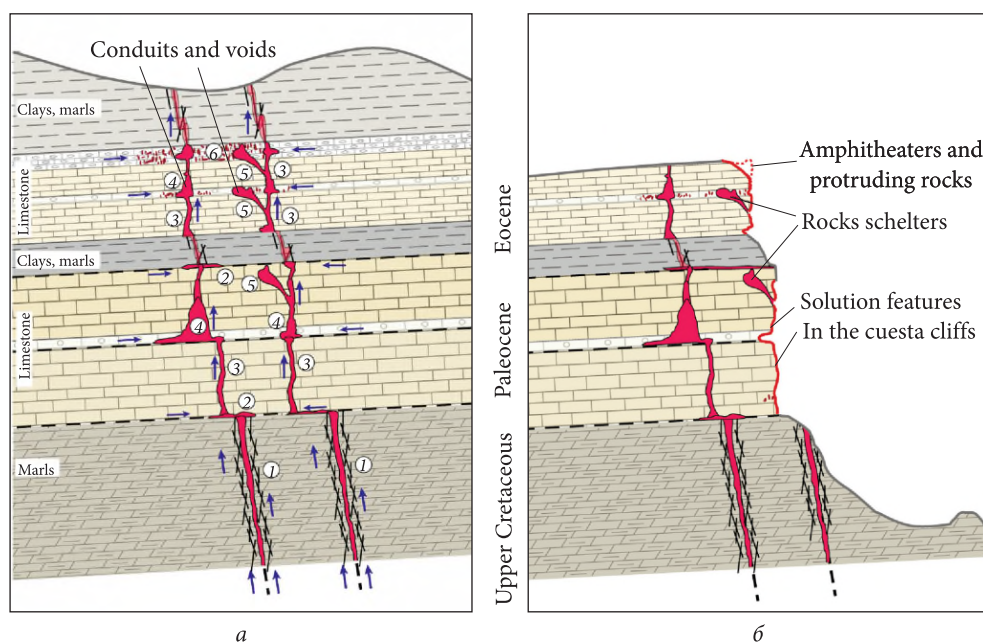


Рис. 16. Концептуальна модель гіпогенного спелеогенезу кримського Передгір'я з утворенням карстових НФ-структур по рифтових каналах ((Климчук и др., 2013а), з доповненнями): *а* — структура та функціонування карстових НФ-структур на основній стадії гіпогенного спелеогенезу; *б* — експонування гіпогенно-карстової морфології в куєстових урвищах у теперішній геоморфологічній ситуації. Цифри у колах позначають морфогенетичні елементи: 1 — рифтові канали по розломах та порушених зонах у маастрихтських мергелях; 2 — площини нашарування, розширені розчиненням; 3 — рифтові канали по наскрізних тріщинах у вапняках; 4 — великі печерні канали з рясними проявами конвекційних форм, сформовані на перетині наскрізних тріщин з проникними стратиформними елементами або злиттям близько розташованих рифтів; 5 — сліпі камери, сформовані по нахилених облямовуючих тріщинах; 6 — зони кавернозності вздовж основних каналів

Fig. 16. Conceptual model of hypogene speleogenesis of the Crimean Piedmont with the formation of karst TF-structures along rift channels ((Klimchouk et al., 2013), modified): *a* — structure and functioning of karst TF-structures at the main stage of hypogene speleogenesis; *b* — exposure of hypogene karst morphology of rifts in questa cliffs in the current geomorphological situation. The numbers in the circles indicate morphogenetic elements: 1 — rift conduits along faults and fracture zones in Maastricht marls; 2 — bedding planes enlarged by dissolution; 3 — rift conduits along throughgoing fractures in limestones; 4 — large cave conduits with abundant manifestations of convection forms, formed at the intersection of throughgoing fractures with permeable bedding elements or by merging of adjacent rifts; 5 — blind chambers formed by inclined bordering fractures; 6 — cavernous zones along the main conduits

- різкі перегини-уступи в поздовжньому профілі;
- витримана за висотою (багато десятків метрів) та мала (від кількох дециметрів до 3—5 м) ширина;
- відсутність форм ерозійного моделювання у стінах та флювіальних відкладах у днищах.

Разом з тим такі каньйони демонструють наявність форм, аналогічних морфологічному комплексу гіпогенно-карстових рифтових каналів у вапняках кримського Передгір'я та ряду інших регіонів: сліпі бічні камери, «кишені», ніші, зони кавернозності, тафони, стільникові структури та зони зміненої породи.

Велика розкритість (дециметри і більше) великих тектонічних тріщин розтягування може

досягатися і в ході їх формування, однак у більшості випадків утворюється накладеними процесами, серед яких провідну роль відіграють карстоутворення та «фантомізація» (розущільнення) порід у стінках з подальшим їх видаленням динамічним потоком. Зазначені ознаки «нефлювіальних» щілинних каньйонів вказують на провідну роль таких процесів у формуванні аномальної розкритості цих структур.

Карстоутворення традиційно не розглядалося як можливий процес перетворення початкових структур проникності (тріщин) у силікатних породах через домінування епігенної парадигми карсту, одним з постулатів якої є те, що карст розвивається лише у певних легко-



Рис. 17. Морфологія рифтоподібних карстових каналів, частково чи повністю розкритих у природних та штучних відслоненнях. *a–c* — у еоценових вапняках Передгірського Криму (*b* — стінка колишнього печерного каналу, фрагменти якого зберіглись на інших ділянках урвища); *d* — у верхньокрейдових мергелях Передгірського Криму; *e* — у юрських вапняках Франконського Альбу, Німеччина (Homuth et al., 2011); *ж* — в урвищі палеозойських вапняків формації Redwall у каньйоні Marble у Аризоні, США (фото P. Huntoon)

Fig. 17. Morphology of rift-like karst conduits, partially or completely exposed in natural and artificial outcrops. *a–c* — in the Eocene limestones of Crimean Piedmont (*b* — the wall of the former cave channel, fragments of which are preserved in other cliff segments); *d* — in the Upper Cretaceous marls of Crimean Piedmont; *e* — in Jurassic limestones of the Franconian Alb, Germany (Homuth et al., 2011); *ж* — in the cliff of Paleozoic limestones of the Redwall formation in the Marble Canyon in Arizona, USA (photo by P. Huntoon)

розчинних породах (карбонатах та евапоритах). Розвиток в останні десятиліття теорії та емпіричних досліджень гіпогенного карстоутворення (Климчук, 2013, 2017; Klimchouk et al., 2017) включило силікатні породи до числа тих, що «карстуються», та примушує до перегляду поглядів на природу структур проникності, гідрогеологічних та геоморфологічних явищ у них. Розчинність кварцу у лужних розчинах при температурах 300–350 °C і тиску 200–250 МПа може перевищувати таку в евапоритах у нормальних умовах (Мицюк, 1974; Файф

и др., 1981; Якуцени, 1984). Гіпогенно-карстове походження встановлено для великих порожнин у кварцитах (Сардинія) (Sauro et al., 2014) та ріолітах (Йеллоустон) (Blackwood et al., 2018). Крім того, в осадових силікатних породах (пісковиках) під розчинною і динамічною дією потоків підземних вод може реалізовуватися процес аренізації — вивільнення зерен розчиненням та їх видалення (перенесення) підземними водами, яким можуть створюватися порожнини як у епігенних (Wray, Sauro, 2017), так і у гіпогенних умовах. Таким чином,

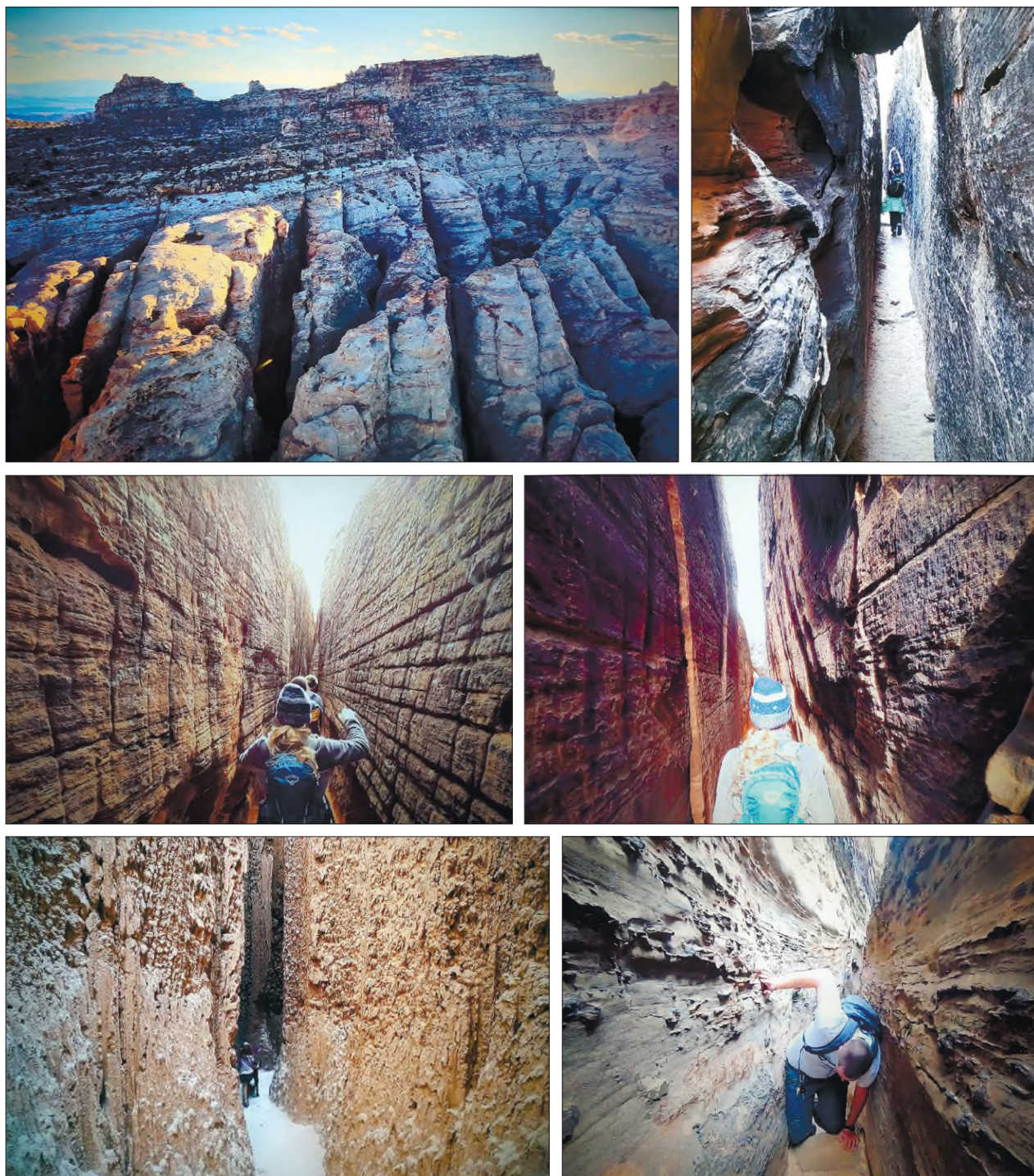


Рис. 18. Приклади рифтових карстових каналів у мезозойських пісковиках плато Колорадо. Вгорі зліва — кластер рифтових каналів; решта фото — щілинні каньйони. Фото — снапшоти з відео, розміщених на YouTube з ліцензією Creative Commons (CC BY)

Fig. 18. Examples of rift karst conduits in the Mesozoic sandstones of the Colorado Plateau. Top left — a cluster of rift conduits; other photos show slot canyons. Photos — snapshots of videos posted on YouTube with a Creative Commons license (CC BY)

формування рифтоподібних каналів у піскови-
ках та інших силікатних породах шляхом їх-
нього гіпогенного закарстування на значних

глибинах слід розглядати як важливий меха-
нізм утворення ефективних НФ-структур. З
виведенням таких каналів у неглибоке заля-

гання вони розкриваються на поверхню та утворюють щілинні каньйони, які піддаються подальшим перетворенням екзогенними процесами.

Сполучений процес розчинення/аренітизації піщаникових порід продукує піщаний матеріал, який може переміщатися і накопичуватися в порожнинній структурі, що формується. Це може бути альтернативним механізмом формування структур, що розглядаються як піщані інжектити, як рифтової (дайки), так і трубної морфології.

Карстово-гравітаційні структури

Труби обвалення порожнин (труби брекчій)

Труби брекчій (breccia pipes, breccia chimneys) виявляються у багатьох регіонах, нерідко у великих кількостях. Вони можуть перетинати осадові товщі на багато десятків і сотні метрів і зазвичай мають поперечні розміри від метрів до перших сотень метрів. Труби брекчій ідентифікуються у відслоненнях і гірничих виробках, іноді свердловинами і часто на сейсмічних розрізах, хоча в останньому випадку їх інтерпретація в цій якості зазвичай залишається невизначеною або непідтвердженою. «Звичайні» труби брекчій слід відрізнити від діатрем, які також характеризуються трубною формою та наявністю брекчій, проте мають еруптивне походження та структурно-речовинні відмінності. Формування труб брекчій пов'язується з різними процесами утворення початкових наскрізних неоднорідностей, але зазвичай мається на увазі механізм послідовного обвалення з поширенням вгору порушеної зони, ініційований провалом покрівлі над великими порожнинами або локалізованими зонами розущільнення. Найбільш очевидним і найпоширенішим є ініціювання провалами карстових порожнин.

Великі карстові порожнини-камери, обвалення яких може ініціювати великі труби брекчій, задокументовані в багатьох регіонах як епігенного, так і гіпогенного карсту. В епігенному карсті великі порожнини зазвичай формуються частковим обваленням покрівлі і в основному пов'язані з підземними річками в нижній частині зони аерації, здатними видаляти значну частину обваленого матеріалу. При повному обваленні покрівлі великих порож-

нин утворюються провальні форми на поверхні, найбільші з яких відомі у регіонах тропічного карсту (тіанкенги Південного Китаю, що досягають 600 м у діаметрі та глибині). Такі порожнини і провали можуть опинитися на глибині в ході подальшого занурення та утворити тіла брекчій.

Великі ізольовані порожнини-камери гіпогенного походження з поперечними розмірами в сотні метрів переважно виявляються в районах розвитку евапоритових товщ та молодого або давнього вулканізму. Вони зазвичай утворюються в базальних частинах розчинних товщ під дією локалізованого надходження агресивних висхідних флюїдів. Показовими прикладами великих камер гіпогенного карсту є численні порожнини в підшві пермської евапоритової товщі Південного Гарцу (Німеччина), розкриті в ході шахтної розробки мідних пісковиків, сформовані вільно-конвективною циркуляцією вод, що надходять з проникних підстилаючих порід (Kempe, 1996), а також найбільша у світі карстова порожнина, розкрита бурінням у докембрійських мармурах у Родопах на кордоні Болгарії та Греції (Sebev, 1970). Її склепіння знаходиться на глибинах 500—800 м від поверхні, а найбільший вимірний вертикальний розмір перевищує 1340 м (при цьому інструмент не досяг дна). Об'єм цієї гігантської камери, заповненої термальними (130 °C) водами, оцінено у 238 млн м³.

Обвалення покрівлі порожнини супроводжується розущільненням породи, при якому об'єм порушеної маси істотно перевищує об'єм вихідної породи, що призводить до зменшення мігруючої вгору порожнини над колоною обвалення і самозупинки висхідного просування її вершини. Тому необхідною умовою висхідного проникнення зони обвалення і трубки брекчій на сотні метрів вгору по розрізу є часткове видалення обваленого матеріалу флюїдними процесами — розчиненням та/чи іншими процесами створення додаткового дефіциту маси в тілі провальної структури, оскільки в гідрогеологічно неактивних провальних тілах висхідне просування зони обвалення припиняється на відносно невеликій висоті (Huntoon, 1996; Klimchouk, Andrejchuk, 1996). Тривала флюїдна активність наскрізних карстово-провальних структур ілюструється частою асоціа-

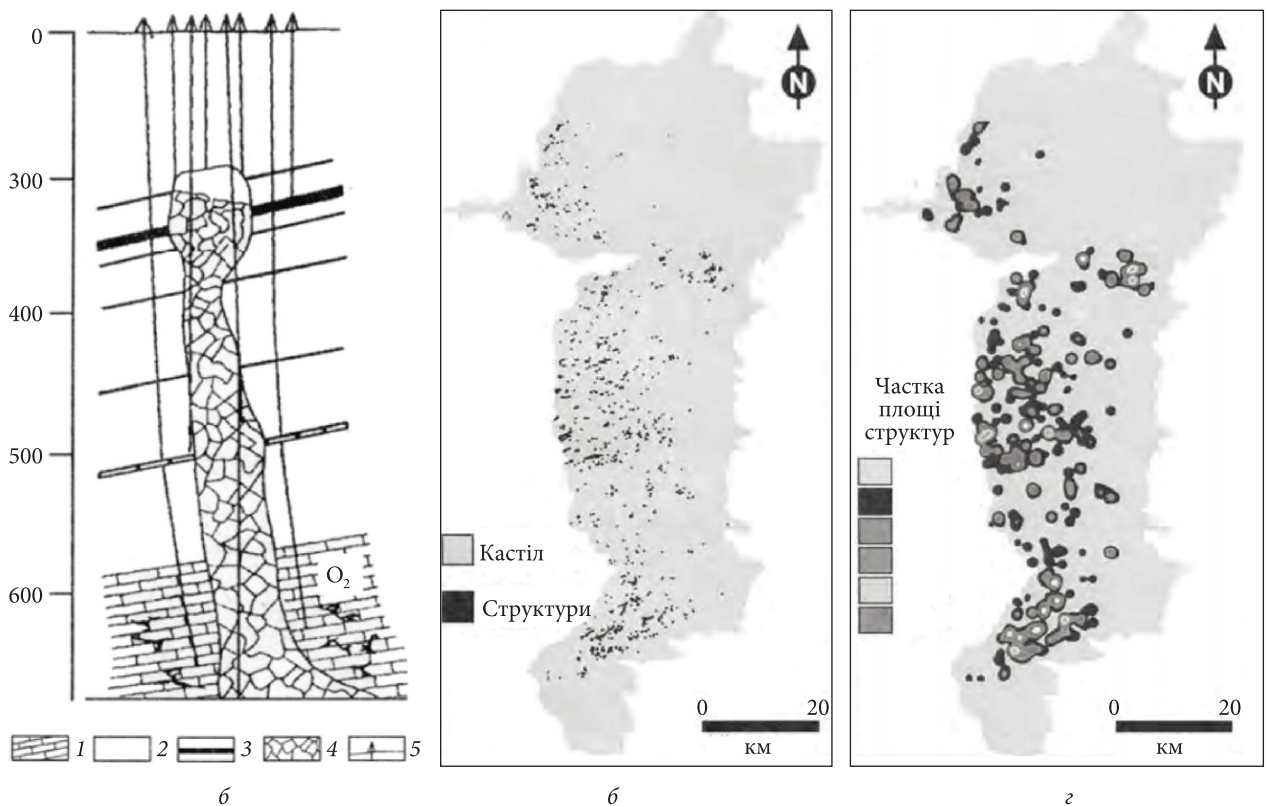
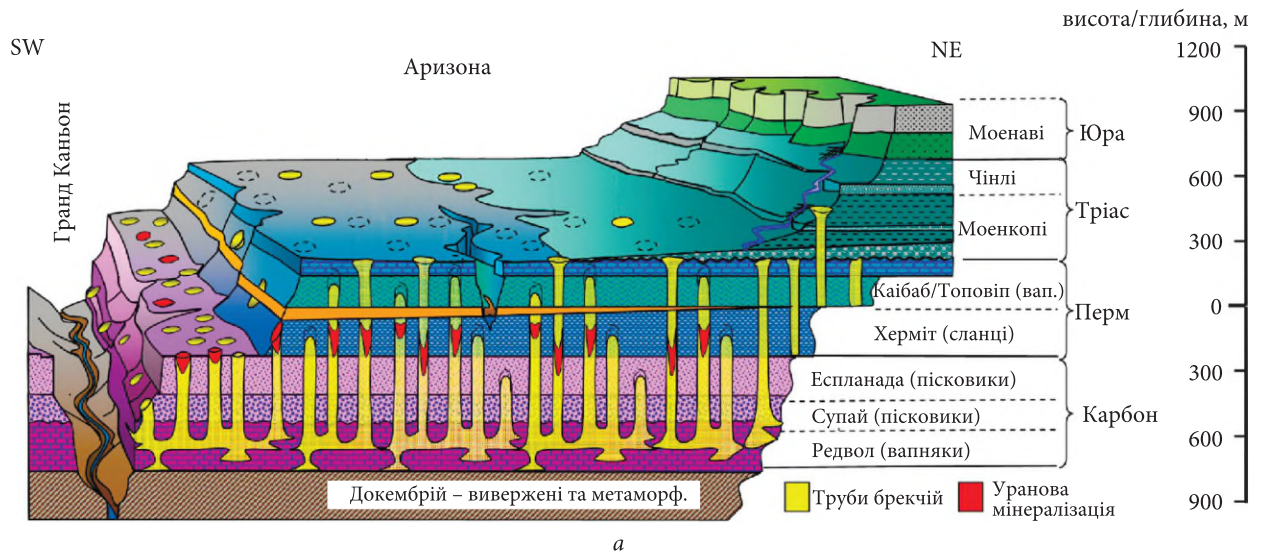


Рис. 19. Труби брекчій у регіонах їх масового розповсюдження: *a* — розподіл у розрізі труб брекчій в районі Гранд Каньйон, Аризона, де вони ініційовані у палеозойських вапняках на глибинах до 1 км під сучасною поверхнею та проникають крізь товщу мезозойських теригенних порід (Sutphin, Wenrich, 1989). *б* — труби брекчій у провінції Хунан (Китай), ініційовані на глибині понад 600 м у ордовицьких вапняках, проникають на висоту до 300 м та містять напірні води, які періодично розкриваються вугільними шахтами з катастрофічними проривами (Xiang et al., 1993); *в* та *г* — розподіл (*в*) та просторовий аналіз (*г* — кластери) кальцитизованих труб брекчій у межах площі розповсюдження евапоритової формації Кастіл у басейні Делавер, Нью-Мексико, США (Stafford et al., 2008). Позначення на *б*: 1 — вапняки ордовику, 2 — теригенні відклади, 3 — вугільні пласти, 4 — брекчії, 5 — свердловини

Fig. 19. Breccia pipes in the regions of their mass distribution: *a* — distribution in the section of breccia tubes in the Grand Canyon area, Arizona, where they are initiated in Paleozoic limestone at depths up to 1 km below the contemporary surface and penetrate through the thick Mesozoic succession (Sutphin, Wenrich, 1989). *б* — Breccia pipes in Hunan Province (China) are initiated at a depth >600 m in Ordovician limestone, penetrate to a height of 300 m and contain pressure water, which is periodically intercepted by coal mines with catastrophic inrushes (Xiang et al., 1993); *в* and *г* — distribution (*в*) and spatial analysis (*г* — clusters) of calcitized breccia tubes within the area of the evaporite formation Castil in the Delaware Basin, New Mexico, USA (Stafford et al., 2008). Legend for *б*: 1 — Ordovician limestone, 2 — terrigenous deposits, 3 — coal seams, 4 — breccias, 5 — wells

цією з ними рудних тіл та цементациєю труб брекчій у ході подальшої еволюції.

Типоморфними прикладами великих крізь-формаційних карстово-провальних структур є численні труби брекчій у районі Великого Каньйону в Аризоні (рис. 19, а), у вугільних провінціях північного Китаю (див. рис. 19, б), а також у евапоритовому басейні Делавер у Нью-Мексико (див. рис. 19, в та г). У Аризоні та Нью-Мексико труби брекчій фосилізовані і частково зцементовані та містять флюоридні скупчення (уранові в Аризоні, сірчані в басейні Делавер). У північному Китаї труби брекчій мають коріння в ордовицькій карбонатній товщі і є гідрогеологічно активними структурами, розкриття яких гірничими виробками в умовах напірного водоносного комплексу призвело до численних катастрофічних проривів вод і загибелі працівників. У районі Великого Каньйону в Аризоні задокументовано понад 2500 труб брекчій (див. рис. 19, а), розподіл яких по площі має кластерний характер (Sutphin, Wenrich, 1989). Вони також широко розвинені, також кластерами, в інших районах плато Колорадо, де січуть практично всі інтервали переважно пісковикового фанерозойського розрізу, починаючи від кам'яновугільних вапняків Redwall (Wheatley et al., 2016). Труби брекчій в районі Великого Каньйону вкорінені у залягаючій на докембрійському виверженому і метаморфічному фундаменті палеозойській вапняковій формації Redwall (Huntoon, 1996), яка була схильна до гіпогенного карстоутворення, хоча в деяких інших районах плато Колорадо труби брекчій пов'язані із гідротермальними системами локальних інтрузій (Barrington, Kerr, 1963) або мають коріння у глибокозалягаючій соляній товщі. Труби брекчій у районі Камерон в Аризоні мають у стінах вміщуючих пісковикових порід зони інтенсивної аргілітизації із заміщенням каолініту на іліт (низькотемпературний гідротермальний процес) та пробками кремнезему у приповерхневих частинах (Barrington, Kerr, 1963). У розбурених і відслонених частинах деяких труб у складі брекчій виявлені уламки чорних сланців з поперечниками до 15 см — породи, яка залягає на 850 м нижче в розрізі, що вказує на транспортування висхідними флюїдами в суцільному каналі значних поперечних розмірів.

У басейні Делавер евапоритові товщі пермських формацій Кастіл, Саладо та Растлер перфоровані величезною кількістю крізьформаційних труб брекчій, зцементованих кальцитом. Рівнем походження труб є базальна частина формації Кастіл, що підстиляється теригенно-карбонатною водоносною товщею. Цільовим картуванням на площі розповсюдження формації Кастіл (1800 км²) виявлено 1020 таких структур (Stafford et al., 2008), що відповідає густині розподілу 0,56 шт. на км². Розподіл кальцитизованих структур по площі є кластерним (див. рис. 19, в, г), з лінійними трендами, контрольованими розломними порушеннями. Ці крізьформаційні карстово-гравітаційні структури є компонентами широкого комплексу проявів гіпогенного карсту в регіоні, розвиток якого контролювався еволюцією долини р. Пекос у неоген-четвертинний час (Stafford et al., 2009).

Труби брекчій карстово-гравітаційного походження дуже поширені у регіонах як із «традиційними» розчинними породами, так і з товщами пісковиків. Вони можуть перетинати гетерогенні шаруваті товщі великої потужності і відіграють велику роль у флюїдообміні та накладеному літогенезі.

Водообмінна функціональність карстово-гравітаційних НФ-структур типу труб брекчій може припинитися при їх фосилізації через зміни гідрогеохімічних параметрів потоків у бік відкладення та цементациї.

Провальні карстові шахти

Провальні шахти, що утворюються обвалом склепіння великих карстових порожнин відносно неглибокого залягання або провальним виходом на поверхню мігруючих порожнин обвалення на вершинах труб брекчій, можуть досягати глибини та діаметрів у кілька сотень метрів. Такі шахти характерні для гіпогенного карсту в районах молодого вулканізму, як, наприклад, система Закатон у північно-східній Мексиці, провали на північному Кавказі (Кабардино-Балкарія, Росія), численні провали в басейні Конья в центральній Анатолії (Туреччина) та в районі вулкана Гамбієр у північно-східній Австралії, а також у районах поширення потужних евапоритових товщ (Західно-Канадський Басейн, район південного Гарцу в Німеччині). З більш ніж 140 великих провалів

у басейні Конья (Туреччина), 21 провал утворився за період з 1977 р., ймовірно, внаслідок інтенсивного відбору підземних вод, зниження п'єзометричної поверхні на 24 м та втрати напірної підтримки (Bayar et al., 2009). Провали у 2012 р. по трубах брекчій у Західній Канаді (Альберта), пов'язаних із розчиненням евапоритів у глибині, супроводжувалися масованим розвантаженням глибинних розсолів, затопленням та втратою величезних кар'єрів із видобування бітумних пісків. Очевидна велика загроза таких провалів гіпогенного карсту для господарської діяльності, тим більше, що вони часто утворюються на територіях, які не вважалися карстовими в рамках традиційної парадигми.

Висновки

Наскрізнi флюїдопровiднi структури є основними елементами дренажної системи осадового чохла, мають широке глобальне розповсюдження та характеризуються різноманітністю морфології і походження. На основі аналізу та узагальнення літературних джерел та даних власних досліджень розроблено морфогенетичну класифікацію НФ-структур та надано характеристику виділених типів. На першому рівні класифікації НФ-структури поділяються на чотири групи за характером домінуючих процесів формування: тектонічні, флюїдодинамічні, карстові (розчинення) та карстово-гравітаційні. На другому та третьому рівнях групи та види НФ-структур виділяються за структурно-морфологічними та речовинними ознаками з урахуванням особливостей механізмів та умов утворення.

НФ-структури відносно невеликих вертикальних розмірів та стратиграфічного охоплення (крізьшарові, крізьсвітні) можуть бути елементарними і мати однозначне походження, хоча повсюдно демонструють ознаки накладених змін, які істотно впливають на їхню флюїдообмінну функцію. Запропонована класифікація застосовна головним чином до невеликих та елементарних НФ-структур. Великі

НФ-структури (крізьформаційні, крізьчохольні) завжди мають складний генезис, який потенційно включає спільну або послідовну дію процесів тектонічного або гідравлічного розриву, флюїдизації, заміщення, розчинення/карстоутворення та обвалення, що зумовлено речовинною і механічною гетерогенністю розривів вміщуючих товщ та зміною властивостей флюїдів при їх висхідній міграції, а також у часі. Проте їх віднесення до виділених генетичних категорій може здійснюватись за характером домінуючих процесів формування.

Уточнено механізми формування деяких типів НФ-структур. Показано, що карстоутворення, зокрема гіпогенне, є провідним процесом утворення найбільш високопроникних НФ-структур і, відповідно, найбільш контрастних гідрогеологічних аномалій та їх геологічних наслідків.

Запропонована класифікація буде слугувати задачам коректної ідентифікації, інтерпретації та прогнозування НФ-структур, що має велике значення з огляду на їх важливу роль у міграції флюїдів, еволюції осадових басейнів та літогенезі, формуванні флюїдогенних родовищ (в тому числі вуглеводнів і металів), використанні геотермальної енергії, оцінці ризиків витоків при геологічному похованні радіоактивних відходів, CO₂ та інших матеріалів тощо.

Дослідження виконано в рамках держбюджетної теми Інституту геологічних наук НАН України «Аномальні зони та процеси в гідрогеологічних структурах» (2018—2021 рр., ДР № 0117U004155) та теми «Геологічні дослідження для пом'якшення та адаптації до зміни клімату в Україні» (2022—2023, ДР № 0122U002540) за цільовою програмою «Підтримка пріоритетних для держави наукових досліджень і науково-технічних (експериментальних) розробок Відділення наук про Землю НАН України на 2022—2023 рр.»

Автор висловлює вдячність академіку НАН України В.М. Шестопалову та доктору геологічних наук О.Л. Шевченку за конструктивні зауваження та поради, які допомогли вдосконалити виклад матеріалу.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Беленицкая Г.А. «Флюидное» направление литологии: состояние, объекты, задачи. *Ученые зап. Казан. ун-та.* 2011. № 153 (4). С. 97—113.
- Бурзунова Ю.П. Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках. *Литосфера.* 2011. № 2. С. 94—110.

- Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в гидрогеологических структурах и Чернобыльская катастрофа. Ч. 1, 2: Шестопалов В.М. (ред.). Киев: Ин-т геол. наук НАН Украины, НИЦ радиогидрогеоэкол. полигон. исслед. НАН Украины, 2001. 630 с.
- Геологический словарь. В 3-х т. Изд. 3-е, перераб. и доп.: Петров О.В. (ред.). Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010—2012.
- Климчук А.Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста. Симферополь: ДИАЙПИ, 2013.
- Климчук А.Б. Развитие глубочайших карстовых систем и субмаринная разгрузка массива Арабика (Западный Кавказ): роль позднемиоценовой регрессии Восточного Паратетиса. *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*. 2018. № 1. С. 58—82.
- Климчук О.Б. Наскрізнi флюїдопровiднi структури як провiдна причина формування флюїдогеологічних аномалій: концептуалізація, термінологія, типи, властивості та роль у флюїдообміні. *Геол. журн.* 2022. № 1 (378). С. 24—49. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.1.252279>
- Климчук О.Б. Розвиток теорії гіпогенного карстогенезу: наукові та практичні застосування. *Вісн. НАН України*. 2017. № 11. С. 1—19. <https://doi.org/10.15407/visn2017.11.009>
- Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Шпетль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. Симферополь: ДИАЙПИ, 2013а.
- Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н. Проявления гипогенного карста в глинистых отложениях юго-западной части Предгорного Крыма. *Спелеология и карстология*. № 11. Симферополь. 2013б. С. 21—27.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. Москва: ГЕОС, 2016.
- Ларин Н.В., Ларин В.Н., Горбатилов А.В. Кольцевые структуры, обусловленные глубинными потоками водо-вода. *Дегазация Земли: материалы Всесоюз. конф.* Москва: ГЕОС, 2010. С. 284—288.
- Лукин А.Е. О сквозьформационных флюидопроводящих системах в нефтегазоносных бассейнах. *Геол. журн.* 2004. № 3 (309). С. 35—45.
- Лукин А.Е. Флюидный литогенез — важнейшее направление литологических исследований в XXI ст. *Геол. журн.* 2014. № 4 (349). С. 27—42.
- Мицюк Б.Н. Взаимодействие кремнезема с водой в гидротермальных условиях. Киев: Наукова думка, 1974.
- Поспелов Г.Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем. *Геология и геофизика*. 1962. № 11, 12. С. 28—40, 40—57.
- Смирнов А.А., Соколов И.В. Применение системы разработки с массовым обрушением при наличии карстов в руде и вмещающих породах. *Безопасность труда в промышленности*. 2011. № 4. С. 36—39.
- Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении северо-западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуто). *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*. 2014. № 2. С. 80—93.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. Москва: Мир, 1981.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1991.
- Шестопалов В.М., Богуславский А.С., Бублясь В.Н. Оценка защищенности и уязвимости подземных вод с учетом зон быстрой миграции. Киев: АльтАрт, 2007.
- Шестопалов В.М., Лукин А.Е., Згонник В.А., Макаренко А.Н., Ларин Н.В., Богуславский А.С. Очерки дегазации Земли. Киев: Науч.-инж. центр радиогидрогеоэкол. полигон. исслед. НАН Украины, Ин-т геол. наук НАН Украины, 2018.
- Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А., Гнатенко О.В. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. Киев: Наукова думка, 1992.
- Шнюков Е.Ф., Деяк М.А., Иванченко В.В., Маслаков Н.А., Пермяков В.В. Наложенная минерализация грязевых вулканов Керченского полуострова. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2015. № 4. С. 5—18.
- Якуцени В.П. Интенсивное газонакопление в недрах. Ленинград: Наука, 1984.
- Andresen K.J. Fluid flow features in hydrocarbon plumbing systems: What do they tell us about the basin evolution? *Marine Geology*. 2012, 332-334: 89-108.
- Auler A.S. Styles of hypogene cave development in ancient carbonate areas overlying nonpermeable rocks in Brazil and the influence of competing mechanisms and later modifying processes. In: Klimchouk A.B., Ford D.C. (Eds.), *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009, pp. 173-181.
- Barrington J., Kerr P.F. Collapse Features and Silica Plugs near Cameron, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*. 1963, 74: 1237-1258.
- Bayari C.S., Ozyurt N., Pekkans E. Giant collapse structures formed by hypogenic karstification: the obruks of the Central Anatolia, Turkey. In: Klimchouk A.B., Ford D.C. (Eds.), *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins*. Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, 2009, pp. 83-90.
- Bense V.F., Person M.A. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resour. Res.* 2006, 42: W05421. <https://doi.org/10.1029/2005WR004480>

- Blackwood K.W., Sanders L.A., Gantt-Blackwood S.I. Interpreting the origin and evolution of 'karst' features from a siliceous hydrothermal terrane: A case study from the Upper Geyser Basin in Yellowstone National Park, USA. *International Journal of Speleology*. 2018, 47: 323-331. <https://digitalcommons.usf.edu/ijs/vol47/iss3/11/>
- Bredehoeft J.D., Belitz K., Sharp-Hansen S. The hydrodynamics of the Big Horn Basin: A study of the role of faults. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 1992, 76: 530-546.
- Bush I. An integrated approach to fracture characterization. *Oil Review Middle East*. 2010, 2: 88-91.
- Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*. 1996, 4 (11): 1025-1028.
- Cartwright J., Huuse M. 3D seismic technology: the geological 'Hubble'. *Basin Research*. 2005, 17: 1-20.
- Cartwright J., Huuse M., Aplin A. Seal bypass systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 2007, 91: 1141-1166. <https://doi.org/10.1306/04090705181>
- Cartwright J. A., Santamarina C. Seismic characteristics of fluid escape pipes in sedimentary basins: Implications for pipe genesis. *Marine and Petroleum Geology*. 2015, 65: 126-140. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.023>
- Cathles L.M., Su Z., Chen D. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, 2010, 27 (1): 82-91. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.09.010>
- Davies R.J., Stewart S.A. Emplacement of giant mud volcanoes in the South Caspian Basin: 3D seismic reflection imaging of their root zones. *Journal of the Geological Society (London)*, 2005, 162: 1-4.
- Dimitrov L.I. Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*. 2002, 59: 49-76.
- Elliott W.R., Veni G. The Caves and Karst of Texas. In: Elliott W.R. (Ed.), 1994 NSS Convention Guidebook. Huntsville: National Speleological Society, 1994.
- Etioppe G. Natural Gas Seepage. The Earth's Hydrocarbon Degassing. Springer International Publishing, Switzerland, 2015. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-14601-0>
- Etioppe G., Milkov A.V. A new estimate of global methane flux from onshore and shallow submarine mud volcanoes to the atmosphere. *Environ. Geol.* 2004, 46: 997-1002.
- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*. 2010, 32: 1557-1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Feseker T., Brown K.R., Blanchet C., Scholz F., Nuzzo M., Reitz A., Schmidt M., Hensen C. Active mud volcanoes on the upper slope of the western Nile deep-sea fan — first results from the P362/2 cruise of R/V Poseidon. *Geo-Mar Lett.* 2010. <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0192-0>
- Fossen H., Rotevatn A. Fault linkage and relay structures in extensional settings — A review. *Earth-Science Reviews*. 2016, 154: 14-28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>
- Furtado C.P.O., Medeiros W.E., Borges S.V., Lopes J.A.G., Bezerra F.H.R., Lima-Filho F.P., Maia R.P., Bertotti G., Auler A.S., L.E. Teixeira W. The influence of subseismic-scale fracture interconnectivity on fluid flow in fracture corridors of the Brejões carbonate karst system, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. 2022. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105689>
- Gross M.R., Eyal Y. Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. *GSA Bulletin*. 2007, 119 (11/12): 1387-1404. <https://doi.org/10.1130B26049.1>
- Guliev I.S., Feizullayev A.A. All About Mud Volcanoes. *Nafta Press*, Baku, 1997.
- Homuth S., Gotz A.E., Sass I. Outcrop analogue studies for reservoir characterization of deep geothermal systems in Upper Jurassic limestone formations (South Germany). *Geophysical Research Abstracts*. 2011, 13: 1-23.
- Huntoon P.W. Large-basin groundwater circulation and paleo-reconstructions of circulation leading to uranium mineralization in Grand Canyon breccias pipes, Arizona. *The Mountain Geologist*. 1996, 33 (3): 71-84.
- Hurst A., Cartwright, J. (Eds.). Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. *AAPG Mem.*, 87. AAPG, Tulsa, 2007.
- Hurst A., Cartwright J., Huuse M., Jonk R., Schwab A., Duranti D., Cronin B. Significance of large-scale sand injectites as long-term fluid conduits: Evidence from seismic data. *Geofluids*. 2003, 3 (4): 263-274.
- Huuse M., Jackson C.A.-L., Van Rensbergen P., Davies R.J., Flemings P.B., Dixon R.J. Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: an overview. *Basin Research*. 2010, 22: 342-360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00488.x>
- Istadi B.P., Pramono G.H., Sumintadireja P., Alam S. Modeling study of growth and potential geohazard for LUSI mud volcano: East Java, Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*. 2009, 26: 1724-1739. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.03.006>
- Jamveit B., Svensen H., Podladchikov Y.Y., Planke S. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. In: Breiterkreuz C., Petford N. (Eds.), Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. *Geological Society of London, Special Publications*. 2004, 234: 233-241. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.234.01.15>
- Jonk R., Duranti D., Parnell J., Hurst A., Fallick A.E. The structural and diagenetic evolution of injected sandstones: Examples from the Kimmeridgian of NE Scotland. *Journal of the Geological Society (London)*. 2003, 160: 881-894.
- Jonk R., Parnell J., Hurst A. Aqueous and petroleum flow associated with sand injectites. *Basin Research*. 2005, 17: 241-257.

- Joussineau G., Petit J-P. Mechanical insights into the development of fracture corridors in layered rocks. *Journal of Structural Geology*. 2021, 144: 104278. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104278>
- Karstens J., Müller Ph., Berndt C., Patruno S. Deep-seated focused fluid migration as indicator for hydrocarbon leads in the East Shetland Platform, North Sea Province. *Geological Society of London, Special Publications*. 2019, 494. <https://doi.org/10.1144/SP494-2019-26>
- Kirkham C., Cartwright J., Hermannrud C., Jebson C. The genesis of mud volcano conduits through thick evaporite sequences. *Basin Research*. 2017, 30 (2): 217-236. <https://doi.org/10.1111/bre.12250>
- Klimchouk A.B. Tafoni and honeycomb structures as indicators of ascending fluid flow and hypogene karstification. In: Parise M., Gabrovsek F., Kaufmann G., Ravbar N. (Eds.), *Advances in Karst Research: Theory, Fieldwork and Applications*. *Geological Society of London, Special Publications*. 2017, 466: 79-105. <https://doi.org/10.1144/SP466.11>
- Klimchouk A. Krubera (Voronja) cave. In: White B.W., Culver D.C., Pipan T. (Eds.). *Encyclopedia of Caves*, 3rd ed. Academic Press, 2019, pp. 627-634.
- Klimchouk A., Andrejchuk V. Breakdown development in cover beds, and landscape features induced by intrastatal gypsum karst. In: Klimchouk A.B., Lowe D.J., Cooper A.H., Sauro U. (Eds.). *Gypsum karst of the World*. *International Journal of Speleology*, Theme issue, 1996, 25 (3-4): 127-144.
- Klimchouk A., Auler A.S., Bezerra F.H.R., Cazarin C.L., Balsamo F., Dublyansky Y. Hypogenic origin, geologic controls and functional organization of a giant cave system in Precambrian carbonates, Brazil. *Geomorphology*. 2016, 253: 385-405. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.002>
- Klimchouk A., Palmer A., De Waele J., Auler A., Audra P. (Eds.). *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer International Publishing AG, Cham, 2017.
- Kopf A. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.* 2002, 40: 1005-1034.
- Kopf A., Behrmann J.H. Extrusion dynamics of mud volcanoes on the Mediterranean Ridge accretionary complex. In: Vendeville B., Mart Y., Vigneresse J.L., (Eds.). *From the Arctic to the Mediterranean: Salt, shale, and igneous diapirs in and around Europe*. *Geol. Soc. of London, Special Publication*. 2000, 174: 169-204.
- Mazzini A., Etiopie G. Mud volcanism: an updated review. *Earth Sci. Rev.* 2017, 168: 81-112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- Merino A., Gines J., Fornos J.J. Evidencias morfologías de procesos hipogénicos a cavitats de Mallorca. *Endins*. 2011, 35: 165-182.
- Milko, A.V. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*. 2000, 167: 29-42.
- Mrozek S.A., Chang Z., Meinert L.D., Creaser R.A. The Antamina deposit, Peru: U-Pb and Re-Os age constraints on magmatic-hydrothermal activity. Conference Abstract FUTORES II, Townsville, Queensland, Australia, 2017.
- Ogata K., Senger K., Braathen A., Tveranger J. Fracture corridors as seal-bypass systems in siliciclastic reservoir-cap rock successions: Field-based insights from the Jurassic Entrada Formation (SE Utah, USA). *Journal of Structural Geology*. 2014, 66: 162-187. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.005>
- Parnell J., Kelly J. Remobilization of sand from consolidated sandstones: evidence from mixed bitumen-sand intrusions. In: P. Van Rensbergen, R.R. Hillis, A.J. Maltman & C.K. Morley (Eds.). *Subsurface Sediment Mobilization*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 2003, 216: 505-513. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.33>
- Peacock D.C.P., Nixon C.W., Rotevatn A., Sanderson D.J., Zuluaga L.F. Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*. 2016, 92: 12-29. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>
- Pei H., Paton D.A., Knipe R.J., Wu K. A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks. *Earth-Science Reviews*. 2015, 150: 121-138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.011>
- Pérez-López R., Bañón-Camacho E., Silva P.G., Mata M.P., Fernández-Cortés A., González-Ramón A., Martín-Velázquez S., Sánchez-Moral S., Manzanares A., del Moral B., Mediato J.F., Giner-Robles J.L., López-Gutiérrez J. Evidencias de terremotos cuaternarios en una sima hipogénica: La Sima de Benís (Murcia, SE España). *Cuaternario y Geomorfología*. 2019, 33 (3-4): 25-52. <https://doi.org/10.17735/cyg.v33i3-4.72153>
- Questiaux J.-M., Couples G.D., Nicolas R. Fractured reservoirs with fracture corridors. *Geophysical Prospecting*. 2010, 58: 279-295. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00810.x>
- Roberts K., Davies R.J., Stewart S.A. Structure of exhumed mud volcano feeder complexes, Azerbaijan. *Basin Research*. 2010, 22: 439-451. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00441.x>
- Sanderson D.J., Peacock D.C.P. Line sampling of fracture swarms and corridors. *Journal of Structural Geology*. 2019, 122: 27-37. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.02.006>
- Sauro F., De Waele J., Onac B.P., Galli E., Dublyansky Y., Baldoni E., Sanna L. Hypogenic speleogenesis in quartzite: The case of Corona è Sa Craba Cave (SW Sardinia, Italy). *Geomorphology*. 2014, 211: 77-88. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.029>
- Sebev D.G. Giant cavity in the bowls of Rhodopes. *Rodopsky Peshchernyak*. 1970, 50.
- Scibek J. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites. *Scientific Data*. 2020, 7: 95. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0435-5>
- Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*. 1977, 133: 191-213.

- Sibson R.H. Fluid flow accompanying faulting, field evidence and models. In: Simpson D.W., Richards P.G. (Eds.) Earthquake prediction an international review. *American Geophysical Union Maurice Ewing Series*. 1981, 4: 593-603.
- Singh S.K., Abu-Habbil H., Khan B., Akbar M., Etchecopar A., Montaron B. Mapping fracture corridors in naturally fractured reservoirs: an example from Middle East carbonates. *First Break*. 2008, 26 (5): 109-113.
- Slater B.E. Outcrop analog for lower Paleozoic hydrothermal reservoirs, Mohawk Valley, New York. Master's thesis, State University of New York at Albany, 2007.
- Slater B.E., Smith L.B. Outcrop analog for Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs, Mohawk Valley, New York. *AAPG Bulletin*. 2012, 96 (7): 1369-1388. <https://doi.org/10.1306/10041110200>
- Smith Jr.L.B., Davies G.R. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: Introduction. *AAPG Bulletin*. 2006, 90 (11): 1635-1640.
- Stafford K., Land L., Klimchouk A., Gary M. The Pecos River hypogene speleogenetic province: a basin-scale karst paradigm for Eastern New Mexico and West Texas, USA. In: Stafford K.W., Land L., Veni G. (Eds.). *Advances in Hypogene Karst Studies*, NCKRI Symposium 1, Carlsbad, 2009, pp. 121-135.
- Sutphin H.B., Wenrich K.J. Map of Locations of Collapse-Breccia Pipes in the Grand Canyon Region of Arizona. U.S. Geological Survey Open-File Report 89-0550, Denver, USGS, 1989.
- Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.M. (Eds.). Subsurface sediment remobilization. *Geological Society of London, Special Publication*. 2003, 216.
- Wennberg O.P., Azizzadeh M., Aqrabi A.A.M., Blanc E., Brockbank P., Lyslo K.B., Pickard N., Salem L.D., Svana T. The Khaviz Anticline: an outcrop analogue to giant fractured Asmari Formation reservoirs in SW Iran. *Geological Society of London, Special Publications*. 2007, 270: 23-42. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.02>
- Wheatley D.F., Chan M.A., Sprinkel D.A. Clastic pipe characteristics and distributions throughout the Colorado Plateau: Implications for paleoenvironment and paleoseismic controls. *Sedimentary Geology*. 2016, 344: 20-33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.027>
- Wray R.A.L., Sauro F. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. *Earth-Science Reviews*. 2017, 171: 520-557. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.008>
- Xiang S., Liao R., Lu D., Li Y. Karst collapses in northern China. In: *Karst and karst water in north China*. Guangxi: Guangxi Normal University Press, 1993, pp. 163-173.

Надійшла до редакції 31.01.2022
 Надійшла у ревізованій формі 29.04.2022
 Прийнята 30.04.2022

REFERENCES

- Andresen K.J. 2012. Fluid flow features in hydrocarbon plumbing systems: What do they tell us about the basin evolution? *Marine Geology*, 332-334: 89-108.
- Auler A.S. 2009. Styles of hypogene cave development in ancient carbonate areas overlying nonpermeable rocks in Brazil and the influence of competing mechanisms and later modifying processes. In: Klimchouk A.B., Ford D.C. (Eds.), *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Simferopol : Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, pp. 173-181.
- Barrington J., Kerr P.F. 1963. Collapse Features and Silica Plugs near Cameron, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 1237-1258.
- Bayari C.S., Ozyurt N., Pekkans E. 2009. Giant collapse structures formed by hypogenic karstification: the obruks of the Central Anatolia, Turkey. In: Klimchouk A.B., Ford D.C. (Eds.), *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins*. Simferopol: Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, pp. 83-90.
- Belenitskaya G.A. 2011. "Fluid" branch of lithology: state of the art, objects, and challenges. *Uchenyye Zapiski Kazanskogo Universiteta*, 153 (4): 97-113 (in Russian).
- Bense V.F., Person M.A. 2006. Faults as conduit-barrier systems to fluid flow in siliciclastic sedimentary aquifers. *Water Resour. Res.*, 42: W05421. <https://doi.org/10.1029/2005WR004480>
- Blackwood K.W., Sanders L.A., Gantt-Blackwood S.I. 2018. Interpreting the origin and evolution of 'karst' features from a siliceous hydrothermal terrane: A case study from the Upper Geyser Basin in Yellowstone National Park, USA. *International Journal of Speleology*, 47: 323-331. <https://digitalcommons.usf.edu/ijsvol47/iss3/11/>
- Bredehoeft J.D., Belitz K., Sharp-Hansen S. 1992. The hydrodynamics of the Big Horn Basin: A study of the role of faults. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 76: 530-546.
- Burzunova Yu.P. 2011. Angles between coupled systems of near-fault fractures in idealized and natural parageneses formed in different dynamic settings. *Litosfera*, 2: 94-110 (in Russian).
- Bush I. 2010. An integrated approach to fracture characterization. *Oil Review Middle East*, 2: 88-91.
- Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24 (11): 1025-1028.
- Cartwright J., Huuse M. 2005. 3D seismic technology: the geological 'Hubble'. *Basin Research*, 17: 1-20.
- Cartwright J., Huuse M., Aplin A. 2007. Seal bypass systems. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 91: 1141-1166. <https://doi.org/10.1306/04090705181>

- Cartwright J.A., Santamarina C. 2015. Seismic characteristics of fluid escape pipes in sedimentary basins: Implications for pipe genesis. *Marine and Petroleum Geology*, 65: 126-140. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.023>
- Cathles L.M., Su Z., Chen D. 2010. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, 27 (1): 82-91. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.09.010>
- Davies R.J., Stewart S.A. 2005. Emplacement of giant mud volcanoes in the South Caspian Basin: 3D seismic reflection imaging of their root zones. *Journal of the Geological Society* (London), 162: 1-4.
- Dimitrov L.I. 2002. Mud volcanoes — the most important pathway for degassing deeply buried sediments. *Earth-Science Reviews*, 59: 49-76.
- Elliott W.R., Veni G. 1994. The Caves and Karst of Texas. In: Elliott W.R. (Ed.), 1994 NSS Convention Guidebook. Huntsville: National Speleological Society.
- Etiopie G. 2015. Natural Gas Seepage. The Earth's Hydrocarbon Degassing. Springer International Publishing, Switzerland. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-14601-0>
- Etiopie G., Milkov A.V. 2004. A new estimate of global methane flux from onshore and shallow submarine mud volcanoes to the atmosphere. *Environ. Geol.*, 46: 997-1002.
- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O. 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32: 1557-1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Feseker T., Brown K.R., Blanchet C., Scholz F., Nuzzo M., Reitz A., Schmidt M., Hensen C. 2010. Active mud volcanoes on the upper slope of the western Nile deep-sea fan — first results from the P362/2 cruise of R/V Poseidon. *Geo-Mar Lett.* <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0192-0>
- Fife U., Price N., Thompson A. 1981. Fluids in the Earth's crust. Moscow, Mir (in Russian).
- Fossen H., Rotevatn A. 2016. Fault linkage and relay structures in extensional settings — A review. *Earth-Science Reviews*, 154: 14-28. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>
- Furtado C.P.O., Medeiros W.E., Borges S.V., Lopes J.A.G., Bezerra F.H.R., Lima-Filho F.P., Maia R.P., Bertotti G., Auler A.S., L.E. Teixeira W. 2022. The influence of subseismic-scale fracture interconnectivity on fluid flow in fracture corridors of the Brejões carbonate karst system, Brazil. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105689>
- Geological Glossary (in 3 volumes). 2010-2012. Petrov O.V. (Ed.). St.-Petersburg: VSEGEI (in Russian).
- Gross M.R., Eyal Y. 2007. Throughgoing fractures in layered carbonate rocks. *GSA Bulletin*, 119 (11/12): 1387-1404. <https://doi.org/10.1130B26049.1>
- Guliev I.S., Feizullayev A.A. 1997. All About Mud Volcanoes. Nafta Press, Baku.
- Homuth S., Gotz A.E., Sass I. 2011. Outcrop analogue studies for reservoir characterization of deep geothermal systems in Upper Jurassic limestone formations (South Germany). *Geophysical Research Abstracts*, 13: 1-23.
- Huntoon P.W. 1996. Large-basin groundwater circulation and paleo-reconstructions of circulation leading to uranium mineralization in Grand Canyon breccias pipes, Arizona. *The Mountain Geologist*, 33 (3): 71-84.
- Hurst A., Cartwright, J. (Eds.) 2007. Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. *AAPG Mem.*, 87. AAPG, Tulsa.
- Hurst A., Cartwright J., Huuse M., Jonk R., Schwab A., Duranti D., Cronin B. 2003. Significance of large-scale sand injectites as long-term fluid conduits: Evidence from seismic data: *Geofluids*, 3 (4): 263-274.
- Huuse M., Jackson C.A.-L., Van Rensbergen P., Davies R.J., Flemings P.B., Dixon R.J. 2010. Subsurface sediment remobilization and fluid flow in sedimentary basins: an overview. *Basin Research*, 22: 342-360. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00488.x>
- Istadi B.P., Pramono G.H., Sumintadireja P., Alam S. 2009. Modeling study of growth and potential geohazard for LUSI mud volcano: East Java, Indonesia. *Marine and Petroleum Geology*, 26: 1724-1739. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.03.006>
- Jamveit B., Svensen H., Podladchikov Y.Y., Planke S. 2004. Hydrothermal vent complexes associated with sill intrusions in sedimentary basins. In: Breitzkreuz C., Petford N. (Eds.), Physical Geology of High-Level Magmatic Systems. *Geological Society of London, Special Publications*, 234: 233-241. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.234.01.15>
- Jonk R., Duranti D., Parnell J., Hurst A., Fallick A.E. 2003. The structural and diagenetic evolution of injected sandstones: Examples from the Kimmeridgian of NE Scotland. *Journal of the Geological Society* (London), 160: 881-894.
- Jonk R., Parnell J., Hurst A. 2005. Aqueous and petroleum flow associated with sand injectites: *Basin Research*, 17: 241-257.
- Joussineau G., Petit J.-P. 2021. Mechanical insights into the development of fracture corridors in layered rocks. *Journal of Structural Geology*, 144: 104278. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104278>
- Karstens J., Müller Ph., Berndt C., Patrino S. 2019. Deep-seated focused fluid migration as indicator for hydrocarbon leads in the East Shetland Platform, North Sea Province. *Geological Society of London, Special Publications*, 494. <https://doi.org/10.1144/SP494-2019-26>

- Kirkham C., Cartwright J., Hermanrud C., Jebsen C. 2017. The genesis of mud volcano conduits through thick evaporite sequences. *Basin Research*, 30 (2): 217-236. <https://doi.org/10.1111/bre.12250>
- Klimchouk A.B. 2013. Hypogene speleogenesis, its hydrogeological significance and the role in karst evolution. Simferopol, DIP (in Russian).
- Klimchouk A.B. 2017a. The development of the theory of hypogene karst genesis: scientific and practical implications. *Visnyk NAN Ukrainy*, 11: 1-19. <https://doi.org/10.15407/visn2017.11.009> (in Ukrainian).
- Klimchouk A.B. 2017b. Tafoni and honeycomb structures as indicators of ascending fluid flow and hypogene karstification. In: Parise M., Gabrovsek F., Kaufmann G., Ravbar N. (Eds.), *Advances in Karst Research: Theory, Fieldwork and Applications. Geological Society of London, Special Publications*, 466: 79-105. <https://doi.org/10.1144/SP466.11>
- Klimchouk A.B. 2018. Development of the deepest karst systems and submarine discharge of the Arabika massif (Western Caucasus): the role of the Late Miocene regression of Eastern Paratethys. *Geologiya i poleznye iskopaemye Mirovogo okeana*, 1: 58-82 (in Russian).
- Klimchouk A. 2019. Krubera (Voronja) cave. In: White B.W., Culver D.C., Pipan T. (Eds.), *Encyclopedia of Caves*, 3rd ed. Academic Press, pp. 627-634.
- Klimchouk O.B. 2022. Throughgoing fluid-conducting structures: conceptualization, terminology, types, properties, and the role in fluid circulation. *Geologičnij žurnal*, 1 (378): 24-49. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.1.252279> (in Ukrainian).
- Klimchouk A., Andrejchuk V. 1996. Breakdown development in cover beds, and landscape features induced by intrastatal gypsum karst. In: Klimchouk A.B., Lowe D.J., Cooper A.H., Sauro U. (Eds.), *Gypsum karst of the World. International Journal of Speleology*, Theme issue, 25 (3-4): 127-144.
- Klimchouk A., Auler A.S., Bezerra F.H.R., Cazarin C.L., Balsamo F., Dublyansky Y. 2016. Hypogenic origin, geologic controls and functional organization of a giant cave system in Precambrian carbonates, Brazil. *Geomorphology*, 253: 385-405. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.11.002>
- Klimchouk A., Palmer A., De Waele J., Auler A., Audra P. (Eds.). 2017. *Hypogene Karst Regions and Caves of the World*. Springer International Publishing AG, Cham.
- Klimchouk A.B., Timokhina E.I., Amelichev G.N. 2013. Manifestations of hypogene karst in clayey sediments of the south-western part of the Crimean Piedmont. *Speleology and Karstology*, 11: 21-27 (in Russian).
- Klimchouk A.B., Timokhina E.I., Amelichev G.N., Dublyansky V.N., Spoetl C. 2013. Hypogene Karst of the Crimean Piedmont and its Geomorphological Role. Simferopol: DIP (in Russian).
- Kocharyan G.G. 2016. *Geomechanics of faults*. Moscow: GEOS (in Russian).
- Kopf A. 2002. Significance of mud volcanism. *Rev. Geophys.*, 40: 1005-1034.
- Kopf A., Behrmann J.H. 2000. Extrusion dynamics of mud volcanoes on the Mediterranean Ridge accretionary complex. In: Vendeville B., Mart Y., Vigneresse J.L. (Eds.), *From the Arctic to the Mediterranean: Salt, shale, and igneous diapirs in and around Europe. Geol. Soc. of London, Spec. Publ.*, 174: 169-204.
- Larin N.V., Larin V.N., Gorbatikov A.V. 2010. Ring structures caused by deep water conduit flows. In: *Degassing of the Earth, materials of the All-Union Conference*. Moscow: GEOS, pp. 284-288.
- Lukin A.E. 2004. About cross-formational fluid-conducting systems in oil-bearing basins. *Geologičnij žurnal*, 3 (309): 35-45 (in Russian).
- Lukin A.E. 2014. Fluid-induced lithogenesis — the most important direction of lithological research in XXI century. *Geologičnij žurnal*, 4 (349): 27-42 (in Russian).
- Mazzini A., Etioppe G. 2017. Mud volcanism: an updated review. *Earth Sci. Rev.*, 168: 81-112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.001>
- Merino A., Gines J., Fornos J.J. 2011. Evidencias morfologicas de procesos hipogenicos a cavitats de Mallorca. *Endins*, 35: 165-182.
- Milkov A.V. 2000. Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates. *Marine Geology*, 167: 29-42.
- Mitsyuk B.N. 1974. Interaction of silica with water in hydrothermal conditions. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Mrozek S.A., Chang Z., Meinert L.D., Creaser R.A. 2017. The Antamina deposit, Peru: U-Pb and Re-Os age constraints on magmatic-hydrothermal activity. Conference Abstract FUTORES II, Townsville, Queensland, Australia.
- Ogata K., Senger K., Braathen A., Tveranger J. 2014. Fracture corridors as seal-bypass systems in siliciclastic reservoir-cap rock successions: Field-based insights from the Jurassic Entrada Formation (SE Utah, USA). *Journal of Structural Geology*, 66: 162-187. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.05.005>
- Parnell J., Kelly J. 2003. Remobilization of sand from consolidated sandstones: evidence from mixed bitumen-sand intrusions. In: P. Van Rensbergen, R.R. Hillis, A.J. Maltman & C.K. Morley (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 216: 505-513. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.33>
- Peacock D.C.P., Nixon C.W., Rotevatn A., Sanderson D.J., Zuluaga L.F. 2016. Glossary of fault and other fracture networks. *Journal of Structural Geology*, 92: 12-29. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.008>
- Pei H., Paton D.A., Knipe R.J., Wu K. 2015. A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks. *Earth-Science Reviews*, 150: 121-138. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.011>

- Pérez-López R., Bañón-Camacho E., Silva P.G., Mata M.P., Fernández-Cortés A., González-Ramón A., Martín-Velázquez S., Sánchez-Moral S., Manzanares A., del Moral B., Mediato J.F., Giner-Robles J.L., López-Gutiérrez J. 2019. Evidencias de terremotos cuaternarios en una sima hipogénica: La Sima de Benís (Murcia, SE España). *Cuaternario y Geomorfología*, 33 (3-4): 25-52. <https://doi.org/10.17735/cyg.v33i3-4.72153>
- Pospelov G.L. 1962. Structure and development of filtering hydrothermal ore-forming systems. *Geologiya i Geofizika*, 11, 12: 28–40, 40–57 (in Russian).
- Questiaux J.-M., Couples G.D., Nicolas R. 2010. Fractured reservoirs with fracture corridors. *Geophysical Prospecting*, 58: 279-295. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00810.x>
- Roberts K., Davies R.J., Stewart S.A. 2010. Structure of exhumed mud volcano feeder complexes, Azerbaijan. *Basin Research*, 22: 439-451. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00441.x>
- Sanderson D.J., Peacock D.C.P. 2019. Line sampling of fracture swarms and corridors. *Journal of Structural Geology*, 122: 27-37. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.02.006>
- Sauro F., De Waele J., Onac B.P., Galli E., Dublyansky Y., Baldoni E., Sanna L. 2014. Hypogenic speleogenesis in quartzite: The case of Corona e Sa Craba Cave (SW Sardinia, Italy). *Geomorphology*, 211: 77-88. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.029>
- Scibek J. 2020. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites. *Scientific Data*, 7: 95. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0435-5>
- Sebev D.G. 1970. Giant cavity in the bowls of Rhodopes. *Rodopsky Peshchernyak*, 50.
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Borneyakov S.A. 1991. Faulting in the lithosphere. Shear zones. Novosibirsk, Russian Acad. of Science. Siberian Branch (in Russian).
- Shestopalov V.M., Boguslavsky A.S., Bublyas V.N. 2007. Assessment of the protection and vulnerability of groundwater, taking into account the zones of rapid migration. Kyiv, AltArt (in Russian).
- Shestopalov V.M., Lukin A.E., Zgonnik V.A., Makarenko A.N., Larin N.V., Boguslavskiy A.S. 2018. Essays on the Earth degassing. Kyiv (in Russian).
- Shnyukov E.F., Gnatenko G.I., Nesterovsky V.A., Gnatenko O.V. 1992. Mud volcanism of the Kerch-Taman region. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Shnyukov E.F., Deyak M.A., Ivanchenko V.V., Maslakov N.A., Permyakov V.V. 2015. Superimposed mineralization of mud volcanoes of the Kerch Peninsula. *Geologiya i poleznyye iskopaemye Mirovogo okeana*, 4: 5-18 (in Russian).
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- Sibson R.H. 1981. Fluid flow accompanying faulting, field evidence and models. In: Simpson D.W., Richards P.G. (Eds.), Earthquake prediction an international review. *American Geophysical Union Maurice Ewing Series*, 4: 593-603.
- Singh S.K., Abu-Habbel H., Khan B., Akbar M., Etchecopar A., Montaron B. 2008. Mapping fracture corridors in naturally fractured reservoirs: an example from Middle East carbonates. *First Break*, 26 (5): 109-113.
- Slater B.E. 2007. Outcrop analog for lower Paleozoic hydrothermal reservoirs, Mohawk Valley, New York. Master's thesis, State University of New York at Albany.
- Slater B.E., Smith L.B. 2012. Outcrop analog for Trenton–Black River hydrothermal dolomite reservoirs, Mohawk Valley, New York. *AAPG Bulletin*, 96 (7): 1369-1388. <https://doi.org/10.1306/10041110200>
- Smirnov A.A., Sokolov I.V. 2011. Application of a mining system with mass collapse in the presence of karst in the ore and host rocks. *Bezopasnost' truda v promyshlennosti*, 4: 36-39 (in Russian).
- Smith Jr.L.B., Davies G.R. 2006. Structurally controlled hydrothermal alteration of carbonate reservoirs: Introduction. *AAPG Bulletin*, 90 (11): 1635-1640.
- Sobisevich A.L., Sobisevich L.E., Tveritinova T.Yu. 2014. On mud volcanism in the late Alpine folded structure of the northwestern Caucasus (on the example of studying the deep structure of the Shugo mud volcano). *Geologiya i poleznyye iskopaemye Mirovogo okeana*, 2: 80-93 (in Russian).
- Stafford K., Land L., Klimchouk A., Gary M. 2009. The Pecos River hypogene speleogenetic province: a basin-scale karst paradigm for Eastern New Mexico and West Texas, USA. In: Stafford K.W., Land L., Veni G. (Eds.), *Advances in Hypogene Karst Studies*, NCKRI Symposium 1, Carlsbad, pp. 121-135.
- Sutphin H.B., Wenrich K.J. 1989. Map of Locations of Collapse-Breccia Pipes in the Grand Canyon Region of Arizona. U.S. Geological Survey Open-File Report 89-0550, Denver: USGS.
- Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.M. (Eds.) 2003. Subsurface sediment remobilization. *Geological Society of London, Special Publication*, 216.
- Wennberg O.P., Azizzadeh M., Aqrabi A.A.M., Blanc E., Brockbank P., Lyslo K.B., Pickard N., Salem L.D., Svana T. 2007. The Khaviz Anticline: an outcrop analogue to giant fractured Asmari Formation reservoirs in SW Iran. *Geological Society of London, Special Publications*, 270: 23-42. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.02>
- Water exchange in hydrogeological structures of Ukraine. Water exchange in hydrogeological structures and the Chernobyl disaster. Part 1 and 2. 2001. Shestopalov V.M. (Ed.). Kyiv, Institute of Geological Sciences of NAS Ukraine, Scientific Centre of Polygon Researches of NAS Ukraine (in Russian).
- Wheatley D.F., Chan M.A., Sprinkel D.A. 2016. Clastic pipe characteristics and distributions throughout the Colorado Plateau: Implications for paleoenvironment and paleoseismic controls. *Sedimentary Geology*, 344: 20-33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.027>

- Wray R.A.L., Sauro F. 2017. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. *Earth-Science Reviews*, 171: 520-557. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.008>
- Xiang S., Liao R., Lu D., Li Y. 1993. Karst collapses in northern China. In: *Karst and karst water in north China*. Guangxi: Guangxi Normal University Press, pp. 163-173.
- Yakutseny V.P. 1984. Intensive gas accumulation in the bowels. Leningrad, Nauka (in Russian).

Received 31.01.2022

Received in revised form 29.04.2022

Accepted 30.04.2022

A.B. Klimchouk

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: klimchouk.2020@gmail.com

THROUGHGOING FLUID-CONDUCTING STRUCTURES:
MORPHOGENETIC CLASSIFICATION AND CHARACTERIZATION OF TYPES

Throughgoing fluid-conducting structures are the main elements of the plumbing system of the sedimentary cover and play an important role in fluid migration, evolution of sedimentary basins and lithogenesis, formation of fluidogenic deposits (including hydrocarbons and metals), use of geothermal energy sources, risk assessment for geological depositories of radioactive wastes, CO₂ and other materials. They are widespread and characterized by a variety of morphology and origins, but are poorly systematized by these attributes, which complicates identification and interpretation of these structures. In this article, based on the analysis and generalization of literature sources and data from own field studies, morphogenetic classification of throughgoing fluid-conducting structures is developed and the characteristics of the defined types are given. At the first level, such structures are divided into four groups according to the nature of the dominant formation processes: tectonic, fluidodynamic, karstic (dissolution) and karstic-gravitational. At the second and third levels, groups and types of the structures are distinguished by structural-morphological and material features, taking into account the peculiarities of mechanisms and conditions of formation. The mechanisms of formation of structures of some types are clarified. It is shown that karstification, particularly hypogenic, is the leading process of formation of the most permeable structures and, accordingly, of the most contrasting hydrogeological anomalies and their geological consequences.

Structures of relatively small vertical dimensions and stratigraphic coverage (bed-crossing, suite-crossing) can be elementary and of unambiguous origins, although they frequently show signs of superimposed changes that significantly affect their fluid-exchange function. The proposed classification is applicable mainly to small and elementary structures, while large (cross-formational, cross-sedimentary cover) are usually of complex origin, potentially involving the combined or sequential action of tectonic or hydraulic rupture, fluidization, metasomatism, dissolution / karstification and collapsing. This polygenetic nature is due to the material and mechanical heterogeneity of sections of host strata and changes in the properties of fluids during their upward migration, as well as over time. However, the assignment of structures to certain genetic categories can be carried out by the nature of the dominant formation processes.

Keywords: *throughgoing fluid-conducting structures; morphogenetic classification; fluid circulation.*