

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.254153>  
УДК [556.3:551.44:551.24+628.1] (477)

**В.М. ШЕСТОПАЛОВ, Л.І. ПЕТРЕНКО\***

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна  
E-mail: vmshest@gmail.com; Petrenko.L@nas.gov.ua

\* Автор для кореспонденції

## **ТРІЩИНУВАТИСТЬ І ПРОНИКНІСТЬ КРИСТАЛІЧНИХ ПОРІД ТА ЇХ РОЗЛОМНИХ ЗОН, ГІДРОГЕОЛОГІЧНИЙ АСПЕКТ**

*Підземні води тріщинуватих порід привертають особливу увагу завдяки практичній та науковій значущості щодо водопостачання, використання у ролі джерела енергії та при вирішенні питань безпечного захоронення радіоактивних відходів. Вивчення тріщинних вод кристалічних порід у контексті глобального потепління з метою вирішення питань питного водопостачання є вкрай актуальним на теперішній час і у перспективі має практичне значення. Стале використання підземних вод тріщинуватих відкладів вимагає глибоких знань про властивості проникності тріщинуватих порід. Складність гідрогеологічних умов у масивах тріщинуватих порід пов'язана із невизначеностями щодо тріщинуватості та обводненості порід, тоді як можливість руху підземних вод у породах насамперед визначається їх проникністю і, відповідно, водопровідністю. Дана робота являє собою огляд та аналіз результатів міжнародних досліджень тріщинуватості і проникності масивів кристалічних порід та розломних зон, які знаходяться в цих породах. Оскільки дослідження проникності кристалічних порід стосується багатьох дисциплін – структурної геології, тектонофізики, петрофізики, гідрогеології та інших, то аналіз представленого матеріалу переслідував мету виокремити відомості про розповсюдження підземних вод тріщинуватих кристалічних порід у контексті можливостей їх експлуатації. Дане дослідження умовно розділене на дві частини: узагальнення результатів досліджень тріщинуватості і проникності кристалічних порід та особливості будови розломних зон кристалічних порід і знаходження в них підземних вод. У відповідності до отриманих результатів щодо розвитку загальної тріщинуватості (в тому числі під впливом вивітрювання й інших вторинних процесів) та будови розломних зон даються рекомендації щодо оптимізації гідрогеологічних польових робіт і математичного моделювання з активним використанням тектонофізичних реконструкцій.*

**Ключові слова:** тріщинуватість; проникність; водоносність; кристалічні породи; розломні зони; тектонофізичні моделі; гідрогеологічні моделі; математичні моделі.

Цитування: Шестопалов В.М., Петренко Л.І. Тріщинуватість і проникність кристалічних порід та їх розломних зон, гідрогеологічний аспект. *Геологічний журнал*. 2022. № 2 (379). С. 46–70. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.254153>

Citation: Shestopalov V.M., Petrenko L.I. 2022. Fracturing and permeability of crystal rocks and their fracture zones, hydrogeological aspect. *Geologičnij žurnal*, 2 (379): 46-70. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.254153>

© 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

Сформоване на сьогодні наукове обґрунтування розуміння особливостей концентрації підземних вод у тріщинуватих кристалічних породах розпорошене у багатьох роботах з різним ступенем вивчення цих особливостей. Тріщинуватість чи наявність розломів різних розмірів у геологічних формаціях досліджується науковцями у різноманітних контекстах: 1) експлуатація підземних вод для водопостачання; 2) забруднення підземних вод від приповерхневих чи підземних джерел та інших об'єктів; 3) експлуатація покладів вуглеводнів; 4) експлуатація геотермальних вод та зберігання тепла; 5) зміни інженерно-геологічних властивостей порід тощо. Зусилля різних фахівців (геофізиків, геологів, гідрогеологів та ін.) щодо теоретичного і практичного спрямування відповідних досліджень, безсумнівно, роблять внесок у складне питання вивчення розповсюдження підземних вод у тріщинуватому середовищі, однак залишається недостатньою інтеграція знань щодо поведінки підземних вод у цих породах. Це дослідження зосереджує увагу на тріщинуватості, проникності, водоносності взагалі і в розломних зонах зокрема з метою застосування результатів досліджень при вирішенні практичних задач щодо використання ресурсів підземних вод для питного водопостачання в районах розповсюдження тріщинуватих кристалічних порід.

*Актуальність.* Експлуатація тріщинних вод як важливого джерела водопостачання, особливо в умовах сучасної і прогнозованої зміни клімату, має стратегічне значення. Поряд з вивченням фонові тріщинуватості гірського масиву надзвичайно важливими є дослідження розломних зон з аномальною проникністю і, зазвичай, обводненістю. Розломні зони у більшості випадків є не тільки ємністними резервуарами води, а і, за допомогою розгалужених поєднаних тріщин, є збирачами води із значної частини тріщинної системи масиву скельних порід. Виявлення ступеня їх аномальності і розкритості є важливою практичною задачею.

*Постановка проблеми та мета дослідження.* Зони розломів та системи тріщинуватості відіграють ключову роль у перенесенні флюїдів. Вони контролюють, крім механізмів перенесення, особливості концентрації підземних

вод. Однак прогноз припливу води до свердловини у кристалічних тріщинуватих породах ще часто залишається складною задачею. Це, очевидно, пов'язано із властивостями розлому, коли останній може мати аномальну водопровідність і активний гідравлічний зв'язок з розгалуженою системою тріщин, чи навпаки — бути бар'єром для руху підземної води. Зазвичай залишаються також недостатньо виявленими системи тріщин та їх характеристики. Розломні зони у кристалічних породах у різних геологічних структурах відрізняються між собою шириною, довжиною, глибиною закладання, петрологічними характеристиками, станом розтягання чи ущільнення, ступенем заповнення і складом матеріалу заповнювача у розломі та іншими ознаками. Спільними для всіх розломних зон є їхня роль як неоднорідностей — часткових або повномасштабних водопровідних шляхів чи бар'єрів, що і визначає особливості розповсюдження та руху підземних вод. Таким чином, пряма оцінка впливу розломів на розподіл води у кристалічному масиві залишається невирішеною проблемою і потребує багатопрофільних дослідницьких зусиль для її розв'язання. А основною фільтраційною властивістю, яка характеризує роль розломної зони у кристалічних породах — здатність пропускати через себе флюїд, є проникність. Розуміння природи проникності середовища тріщинуватих кристалічних порід, умов формування у них підземних вод та характеристики їхнього природного чи техногенного руху дозволить більш фахово використовувати та вдосконалювати підходи до видобування тріщинних вод та вирішення інших важливих задач.

Метою даної роботи є огляд і аналіз результатів світових досліджень щодо особливостей тріщинуватості та проникності кристалічних порід і їх розломних зон для подальшого більш ефективного використання цих результатів при вирішенні практичних задач, зокрема експлуатації тріщинних вод для водопостачання.

*Особливості використаного матеріалу.* У представленій роботі багато уваги приділяється аналізу відомостей про розповсюдження підземних вод у розломних зонах тріщинуватих кристалічних порід, які в іноземних наукових роботах складають напрям «гідрогеологія зони розлому» (fault zone hydrogeology) (Ben-

se et al., 2013; Scibek et al., 2016). Тематика світових досліджень у даному контексті присвячена в основному вивченню обводненості зони вивітрювання (Maréchal et al., 2004; Lachasagne et al., 2011), розподілу проникності розломних зон у кристалічних породах (Brace, 1984; Berkowitz, 2002; Caine, Tomusiak, 2003; Matsumoto, Shigematsu, 2018), гідравлічним особливостям цих зон (Briz-Kishore, 1993; Faulkner et al., 2010; Masset, Loew, 2010; Nasser et al., 2011; Achtziger-Zupancic et al., 2016; Setlur, 2019) та ін. Зокрема, предметом зацікавленості виступає інформація про методіку визначення параметрів тріщинуватості (наприклад, Sausse, Genter, 2005; Schuck et al., 2020), залежності проникності від густоти тріщинуватості, величини водопритоку до свердловини, розподілу проникності і водопровідності з глибиною і т. п. (Brace, 1984; Huenges et al., 1997; Masset, Loew, 2010; Nyman et al., 2016; Achtziger-Zupancic et al., 2017; Einarsson, Höglund, 2018; Hongyuan et al., 2018). Доцільно звернути увагу на створення у 2020 р. глобальної бази даних про характеристики розломних зон (Scibek, 2020); також подібно є робота (Achtziger-Zupancic et al., 2017). Мета цих баз даних — надати поштовх до перехресного міждисциплінарного обміну відомостями про гідрогеологію зон розломів, порівняти величини проникності в зонах розломів і вміщуючих гірських породах різного петрологічного складу, задокументувати систематичні похибки та стратегії для тестування зон розломів. Доречно звернути увагу на створення всесвітнього фонду GroundWaterML2 (GWML2), який є міжнародним стандартом онлайн-обміну даними про підземні води (Brodaric et al., 2018).

Виклад матеріалу у цій статті для полегшення його сприйняття розділений на дві частини. Перша — тріщинуватість і проникність кристалічних порід — присвячена огляду відомостей про ці показники кристалічних порід і їх поєднання з іншими групами метаморфічно-магматичних порід на різних глибинах поширення, при різноманітних структурно-текстурних особливостях порід, у контексті розгляду їх водопровідності. Також наведені результати експлуатації підземних вод тріщинуватості зони вивітрювання. Друга частина дослідження являє собою короткий опис тектонофізичних концептуальних моделей будови розлом-

них зон та складного розповсюдження підземних вод у них. Також наводиться інформація про властивості та значення глинистого матеріалу тертя зон руйнування (fault gouge). Результати аналізу врахованих публікацій використані для обґрунтування рекомендацій щодо оптимізації польових робіт і прогнозного моделювання при виконанні гідрогеологічних розвідувальних робіт.

## Основна частина

### Тріщинуватість та проникність кристалічних порід

Тріщинуватість — це множини, сукупність тріщин, які забезпечують основну або повну проникність порід. Тріщинуватість залежить від розподілу механічних напружень у гірській породі та її міцнісних властивостей (ГолфРахт, 1986; Labuz et al., 1991; Толстой, Гасанов, 2006 та ін.). Проникність виникає завдяки наявності пустотного простору (в тому числі і перш за все у вигляді тріщин) між блоками, частинками, уламками або кристалами гірських порід.

Відомо, що планета Земля охоплена планетарною тріщинуватістю, викликаною напруженнями в земній корі (Шульц, 1979). Останні виникають під впливом зовнішніх сил, передусім через нерівномірне обертання Землі, зміни її форми в результаті міграції осі її обертів, а також унаслідок взаємодії планет і Сонця і галактичних процесів (Тяпкін, Довбнич, 2002). За даними В.І. Старостенка, О.Б. Гінтова та інших (Шульц, 1979) до категорії планетарної тріщинуватості слід віднести систему неглибоких субвертикальних тріщин з малоамплітудними зсувами їх бортів. У цій роботі наголошується, що перші утворення достатньо густої тріщинуватості порід починаються безпосередньо після їх виникнення і початкової літифікації осадів або затвердіння лав й інтрузивних тіл. Планетарність таких тріщин доводиться однотипністю на великих територіях з різними тектонічними умовами. Часто вони формуються перпендикулярно до осі максимального розтягування. Зазвичай вони прямолінійні. На них накладається регіональна тріщинуватість, яка зумовлена тектонічними напруженнями і, як правило, має іншу орієнтацію. Зокрема, у роботі (Comte, 2012) аналіз розломів виявив, що недавні (альпійський орогенез)

тектонічні рухи дуже впливають на внутрішню структуру водоносного горизонту у кристалічних породах на мезомасштабі (до 1 км), що, ймовірно, позначається як на анізотропії властивостей порід, так і на параметрах водоносного горизонту. Таким чином, планетарна і у більшості випадків регіональна тектонічна тріщинуватість утворюють базову мережу фонові тріщинуватості, яка є об'єктом досліджень методами геодинаміки і тектонофізики.

Г.М. Ломізе ще у 1951 р. писав, що тріщина будь-якого походження є наслідком напруженого стану середовища у момент утворення тріщини (Ломізе, 1951). Тому розкритість тріщин, їхній розмір, розподіл, орієнтація тощо пов'язані з характером напруженого стану та типом порід (крихкі, пластичні), структурними особливостями, глибиною залягання (наприклад, Labuz et al., 1991; Shen et al., 2020).

Тріщини, що при існуючому режимі напружень знаходяться майже на межі руйнування, мають тенденцію бути гідравлічно провідними тому, що невелике збільшення тиску рідини може привести до утворення додаткових, відповідним чином орієнтованих тріщин. Сучасні статистичні дослідження розміщення тріщин і розломів, регіональних полів напружень і сил тертя показують, що на багатьох ділянках критичні напруження тріщин і розломів корелюють з підвищеною проникністю тріщин (наприклад, Talbot, Sirat, 2001; Achtziger-Zurancic et al., 2016). Розрізняють абсолютну і відносну проникність (Кобранова, 1962; Дортман и др., 1964). Перша стосується проходження однорідного флюїду, який не взаємодіє із вміщуючою гірською породою, друга — проходження конкретних флюїдів, які можуть взаємодіяти із гірською породою. При цьому перше поняття використовують для відносно обмеженого відрізка часу. Відомо, що граничний розмір пор, по яких може переміщуватися флюїд, становить понад 1 мкм. У разі меншого розміру капілярний натяг поверхонь стінок пор буде завжди більший напору проходження флюїду і тому він стане непрохідним для нього. Флюїди, які мають значний надмірний тиск, не можуть втриматися в породі і створюють проникність, необхідну для їх виходу. У глибинній гарячій корі під дією надгідростатичного тиску флюїдів причинно-наслідковий зв'язок між потоком флюїдів і проникністю видається цілком

правдоподібним (Cathles, Adams, 2005). У кристалічних породах зони активного водообміну нормальним є тиск флюїдів, близький до гідростатичного (Townend, Zoback, 2000).

Специфіка тріщинуватого середовища обумовлена тим, що тріщина – це (схематично) вузька щілина, два виміри якої у тисячі разів більші за третій, на відміну від пор, всі розміри яких одного порядку. У результаті цього навіть при незначному об'ємі тріщин у загальному об'ємі пустот у твердому скелеті вони можуть здійснювати визначальний вплив на характер руху рідини. Тому поняття «проникність гірських порід» означає, що площа перетину цих порід значно більша за сумарну поперечну площу провідних каналів. Проникність гірських порід досить різноманітна, залежить від їх порожнинності та визначається сумарною провідністю каналів чи ходів, що утворюються поєднаннями пустот. Саме невідомість характеру та ступеню поєднання провідних каналів і ходів, а у кристалічних породах це, перш за все, тріщини, створює основну складність у гідрогеологічних дослідженнях ресурсів і ємнісних запасів підземних вод.

У польових умовах для вивчення величини водозбагаченості тріщинуватого кристалічного середовища використовують бурові, дослідно-фільтраційні, геофізичні, стаціонарні гідрогеологічні і гідрологічні спостереження та спеціальні балансово-гідрометричні роботи. Зокрема, до них належать експрес-методи визначення наближених значень основних гідрогеологічних параметрів, а також геофізичні методи дослідження свердловин — витратометрія, резистивіметрія.

Крім польових методів досліджень тріщинуватості та проникності масиву, вивчення тріщинної проникності виконують в крупних плоскопаралельних шліфах у лабораторіях (Ромм, 1966, 1985; Белоновская и др., 2007). В основному тріщинна проникність визначається розкритістю і щільністю тріщин (Белоновская и др., 2007), їх орієнтуванням. Розкритість тріщин є одним з найважливіших визначальних факторів у формуванні питомих дебітів свердловин. Згідно з даними (Боревський и др., 1973), тріщинуваті породи, на відміну від зернистих, характеризуються більш високою стисливістю та зміною розкриття тріщин у залежності від зміни тиску. В свою чергу, як по-

казано у роботі (Боревский и др., 1976), зміна проникності окремої тріщини пропорційна кубічному ступеню її розкриття. Коефіцієнт тріщинуватості ( $k_t$ ), встановлений за довжиною мікротріщин у шліфі, характеризує не весь корисний простір, включаючи каверни, розширення, окремі пори, а лише об'єм мікротріщин у шліфі. Однак величина  $k_t$  визначає фільтраційні властивості мікротріщинуватих порід. Зменшення коефіцієнта тріщинуватості до значення  $k_t < 1,0 \cdot 10^{-4}$  (0,01 %) знижує проникність породи до величини  $k_{pr} \leq 1 \times 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Така порода вже перестає бути колектором. Згідно із (Белоновская и др., 2007), при  $k_t = 0,3$  % ( $k_t = 0,3 \cdot 10^{-2}$ ) відстань між тріщинами становить 1 см, таку тріщинуватість ще можна спостерігати у кернах чи шліфах розміром близько 10 см. Очевидно, що при більш рівномірній тріщинуватості чи при більшому розкритті тріщин порода, скоріш за все, не збереже свою цілісність — kern буде зруйнований при його відборі.

Для кількісного визначення проникності гірських порід користуються лінійним законом фільтрації Дарсі (Мироненко, 2009). Критичними параметрами, що визначають проникність, є довжина шляху фільтрації підземних вод, ухил земної поверхні (основа для ухилу поверхні рівня підземних вод зони активного водообміну) і величина інфільтраційного живлення. Зміни рівня підземних вод у геологічних масштабах часу можуть викликати зміни ефективного тиску. Зазвичай поверхня ґрунтових вод в умовах гумідного клімату повторює рельєф, але не збігається з ним повністю, за винятком місць локального розвантаження підземних вод. Глибина залягання рівня підземних вод від поверхні суші в основному залежить від величини інфільтраційного живлення, проникності (Forster, Smith, 1989) і глибини врізу дренажної системи. Вона змінюється від перших метрів до декількох десятків метрів і навіть перших тисяч метрів. Ймовірно, згідно з (Rojstaczer et al., 2008), середня широкомасштабна проникність самої верхньої кори визначається мережею взаємозв'язаних критично напружених тріщин.

У проміжжі між періодичними руйнуваннями породи та утвореннями мінеральних осадів останні будуть заліковувати тріщини, що з часом може знижувати проникність. Досліджен-

ня (Elkhoury et al., 2006) підтверджують, що за відсутності активізації тріщинуватості загальна проникність з часом знижується, оскільки мінеральні осадки і гідротермальні зміни заліковують тріщини та пори і призводять до роз'єднання мережі тріщин. Середня проникність кори в будь-який конкретний момент часу є результатом конкуренції між збільшенням тріщин та їх заліковуванням. Підвищене інфільтраційне живлення збільшує рівні підземних вод та ініціює збільшення тиску води у тріщинах, підвищуючи проникність. У будь-якому випадку повинна існувати тенденція до зміни середньої проникності на оптимальному рівні, визначеному напруженим станом порід і величиною інфільтраційного живлення. У дослідженні (Cai, Ofterdinger, 2016) були проаналізовані дані моніторингу рівнів підземних вод за два гідрогеологічних роки, отримані за допомогою 19 гідрографів, що розміщені у двох ділянках на схилах кристалічних порід Ірландії. Результати застосування кореляційних методів вивчення реакції рівня ґрунтових вод на опади та сезонні зміни показали, що пряме поповнення підземних вод (що залягають у перших від поверхні відкладах та у породах глибокого залягання) на схилах пагорбу досить обмежене та домінує повільне накопичення води у матриці гірських порід. Річна швидкість поповнення становить 42—197 мм/рік на границі «ґрунт — підґрунтова порода», що сягає 4—19 % річної кількості опадів.

Як відмічалось вище (Старостенко, Гинтов, 2018), існує все більше свідчень того, що на проникність верхньої частини кори можуть впливати періодичні деформації Землі. Такі деформації можуть впливати на величину проникності у верхній частині кори. Інфільтрація рідини в охолодженій породі призведе до реакцій гідратації, які знижують проникність (Yardley, Baumgartner, 2007). Реакції, для здійснення яких необхідна вода в кристалічних породах, що охолоджуються, можуть фактично приводити до субгідростатичного тиску рідини і сприяти потоку рідини в більш глибокі частини верхньої кори (Yakovlev, 1993). Також слід очікувати, що проникність буде реагувати на мінливість клімату Землі. Ще зазначено, що мінливість клімату в тимчасових масштабах аж до періодів зледеніння та міжльодовикових проміжків часу, безумовно, впливає на енер-

гійність гідрогеологічного циклу і, можливо, також на перенесення флюїдів. У дослідженні (Rojstaczer et al., 2008) перевірялась, за допомогою числового моделювання, гіпотеза впливу інтенсивності зовнішніх джерел флюїдів на проникність верхньої земної кори, а на проникність глибинної кори — їх внутрішніх джерел (потоків флюїдів, викликаних метаморфізмом, магматизмом та дегазацією мантиї). Структури проникності, отримані за допомогою моделі, порівнювались з різними даними спостережень проникності земної кори. На думку згаданих авторів, отримані результати дозволяють припустити, що незалежно від того, активно або неактивно є нижня кора, проникність неглибокої кристалічної кори буде мати значну часову і просторову неоднорідності, викликані процесами насамперед у цій частині структури.

У роботі (Nasser, 2011) вивчали результати тестування гранітів Барре (Barre) в США на міцність при руйнуванні за двома різними напрямками по відношенню до структурно-текстурної будови зразків породи. Морфологію тріщин вимірювали, застосовуючи метод комп'ютерної томографії (3D Objects Counter), аналізуючи мікрознімки спеціально підготовлених зразків для двох напрямків поширення тріщин. Завданнями дослідження були: визначення об'ємної варіації породжених поверхонь тріщин, аналіз природи структур тріщин та оцінка мінералогічного «внеску» в загальну досліджувану площу тріщинного поперечного перетину вздовж двох згаданих площин, із зазначенням максимальних та мінімальних значень міцності на розрив. Отримані результати підтверджують анізотропію опору розвитку тріщин гранітів Барре, що відображає відмінності в будові зон руйнування. Зона руйнування в одному випадку, коли досліджувана тріщина була змушена поширюватися перпендикулярно до оптимально упорядкованої первинної мікроструктурної будови, характеризується вдвічі більшою площею поширення тріщин і містить вдесятеро більшу утворену тріщинну пористість, ніж спостерігається в другому випадку, коли досліджувана тріщина була змушена поширюватися паралельно площині обробки вже раніше сформованої мікроструктурної будови. Цей висновок додатково пояснює, чому опір розвитку тріщини у

першому випадку майже вдвічі більший, ніж у другому. Згадане дослідження має потенційне застосування в галузі стійкості гірської маси, стимуляції нафтових пластів, а також дроблення та пошкодження гірських порід під час проведення вибухових робіт для штучного поповнення запасів підземних вод та для встановлення дамб. А для нас це дослідження свідчить, що тектонічний, або штучний розрив перпендикулярно до існуючої тріщинуватості, є найбільш ефективним щодо створення підвищеної вторинної проникності порід.

У контексті питань, що розглядаються, предметом зацікавленості виступає інформація про залежність проникності від густоти тріщинуватості, величини водопритоку до свердловини, розподілу проникності (водопровідності) з глибиною. До найбільш поширеної методики визначення параметрів, які характеризують водозбагаченість тріщинуватих порід, відносять проведення досліду відкачування (pumping test) та спостереження за рівнем підземних вод, а також створення «миттєвої» початкової депресії і відслідковування після цього зміни динамічного рівня (slug test). Зокрема, у роботі (Matsumoto, Shigematsu, 2018) аналізуються результати дослідження *in situ* за допомогою згаданих гідродинамічних методів. Метою робіт було визначення проникності та зон водопритоку у тріщинуватих породах Центральної тектонічної лінії південно-західної Японії. Дослідження проводили у двох свердловинах глибиною 600 та 208,3 м. На глибині 550 м на відновлення рівня на 10 см час очікування становив 201 годину. Після цього для визначення проникності виконували закачування води у свердловину. Встановлені діапазони значень параметра були від  $5,3 \cdot 10^{-17}$  до  $5,0 \cdot 10^{-16} \text{ м}^2$  і від  $4,4 \cdot 10^{-16}$  до  $1,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$  для першої та другої свердловин, відповідно. Проникність порід протоліту (оточуючого масиву кристалічних порід) поблизу зазначених свердловин сягає  $(3,4\text{—}3,7) \cdot 10^{-19}$  та  $(3,1\text{—}62) \cdot 10^{-19} \text{ м}^2$ . Таким чином, встановлено, що проникність зони розлому на два-три з лишнім порядки вища, ніж проникність протоліту у зонах свердловин. У роботі (Maréchal et al., 2004) внаслідок інтерпретації численних експрес-випробувань (slug test) отримано статистичний розподіл значень проникності для вивіреного тріщинуватого гранітного сере-

довища загальною потужністю до 35 м. Дослідно-фільтраційними роботами виявлено, що 90 % вивіреного тріщинуватого шару припадає на блокові структури та 10 % — на тріщини, які розмежують блоки один від одного. Це в цілому відповідає концептуальній моделі шару з подвійною пористістю. Також виділено два масштаби систем тріщин: первинна (розвинена по блоках) дециметрового масштабу і вторинна — впливає на блоки в масштабі глибини свердловини. За даними близько 20 свердловин виявлено, що тріщини, які перетинають їх, в основному є субгоризонтальними. Вторинна система тріщин поділяється, в свою чергу, ще на два типи тріщинуватості. Перший тип мережі субгоризонтальних тріщин відповідає за субгоризонтальну проникність вивіреного тріщинуватого шару. Другий тип менш проникних субвертикальних тріщин забезпечує зв'язок водоносного горизонту тріщинуватого шару по вертикалі. Розподіл тріщин по згаданому профілю показує, що основні водопровідні тріщини знаходяться в діапазоні глибин 9—39,5 м з більшою їх концентрацією на глибині 15—30 м. Діапазон глибин залягання рівня підземних вод коливається від 11,9 до 28,4 м при глибинах свердловин від 27 до 60 м. Анізотропія, зв'язність тріщин між собою та їх зв'язок із блоками контролюють потік у шарі вивітрування, що ускладнює інтерпретацію тестів нагнітання з використанням класичного методу Тейса. Однак у розподілі коефіцієнта фільтрації підземних вод по тріщинах не було виявлено сильної неоднорідності. Загальна проникність водоносного горизонту контролюється в основному щільністю зон тріщинної провідності. Середня вертикальна щільність мережі горизонтальних тріщин провідності коливається від 0,15 до 0,24 м<sup>-1</sup> на тлі більших тріщин довжиною декількох десятків метрів. Такі дані співвідносяться із середньою вертикальною потужністю блоків від 4 до 7 м, на які масив розбитий тріщинами. Значна залежність величини проникності від густоти водопровідних тріщин вказує, що окремі тріщини можуть характеризуватись коефіцієнтом фільтрації  $K = 10^{-5}$  м/с, що прирівнюється до об'ємної горизонтальної «провідності» власне водоносного горизонту. Не було виявлено сильної неоднорідності у розподілі гідравлічної провідності тріщин. Субвертикальний набір про-

відних тріщин з'єднує горизонтальну мережу, забезпечуючи вертикальну фільтрацію ( $K = 10^{-6}$  м/с) і добрий зв'язок у водоносному горизонті. Тим не менш, субвертикальний набір тріщин є менш проникним, ніж горизонтальний через переважне розповсюдження останніх. Наявність вторинної мережі тріщин тільки у верхній частині приповерхневого профілю і відносна однорідність його характеристик є показниками того, що поверхневий і бічний безперервний процес вивітрування відповідає за виникнення значної частини тріщин у верхній зоні. Отримані такі коефіцієнти фільтрації: для зони тріщинуватості  $K_f = 5,9 \cdot 10^{-5}$  м/с, для блоку  $K = 2,6 \cdot 10^{-7}$  м/с. Для трьох свердловин були одержані найнижчі значення  $(2,0—5,9) \times 10^{-8}$  м/с, і у роботі припускають, що ці величини відповідають малотріщинуватій зоні з поширенням тріщин первинної системи. Вимірний на зразках породи аналогічного складу фоновий коефіцієнт фільтрації становить  $K_m = 10^{-9}—10^{-14}$  м/с, що свідчить про вплив на водопровідність первинної мережі тріщин, тобто такі низькі значення фільтрації варто розглядати тільки у невеликому масштабі — на рівні блоків. Загальний коефіцієнт водовіддачі дорівнює  $6,3 \cdot 10^{-3}$ , що відповідає величинам, отриманим у результаті використання інших методів (Неймана, метод коливання рівня). Автори прийшли до висновку, що 91 % запасів підземних вод знаходяться у тріщинах первинної мережі і 9 % — у вторинній мережі тріщинуватості. Також вони наголошують, що геологічні та гідрогеологічні індикатори вказують на те, що латеральні гомогенні процеси вивітрування відповідальні за формування тріщин та проникності водоносного горизонту. Ці результати підтверджують основну роль вивітрування у формуванні тріщин та водопровідності водоносного горизонту. Дослідження поведінки водоносного горизонту у гранітних тріщинуватих породах ділянки Махешварам (Maheshwaram), що в Індії, показало зміну значень коефіцієнта фільтрації у межах приблизно трьох порядків ( $10^{-7}—10^{-4}$  м/добу), при цьому їх розподіл характеризувався у границях відносно великих (до 1 км<sup>2</sup>) зон з однаковими значеннями (Dewandel et al., 2012). Це говорить про те, що вивчений тріщинуватий шар можна розглядати як відносно гомогенну формацію з погляду фільтраційних властивос-

тей у вигляді «кусків» розміром від приблизно кількох сотень метрів до кілометра. Це є серйозною перевагою при моделюванні руху підземних вод у тріщинуватих породах та перенесенні розчинених речовин.

У роботі (Sausse, Genter, 2005) також описані типи тріщинної проникності у гранітах Сульсу-Форест, грабен Верхнього Рейну (Soultz-sous-Forets granite, Upper Rhine Graben), які залягають у районі франко-німецького кордону. Дослідженнями було показано, що тільки обмежене число тріщин впливає на величину потоку підземних вод, у той час як існують тисячі інших тріщин у масиві гранітних порід. Як і у праці (Maréchal et al., 2004), автори припускають, що існують мережі тріщин двох масштабів: добре проникна мережа (складається з тріщин з малим розкриттям, які можуть спостерігатися у гідрогеологічному масиві підземних вод) та мережа більших за протяжністю тріщин, що хоча й ізольовані між собою та мають високу водопровідність (саме вони забезпечують анізотропію проникності у породі), але завдяки їм здійснюється гідравлічний зв'язок із тріщинами з масиву кристалічних порід, особливо під час процесів нагнітання та відкачування підземних вод. На відміну від (Maréchal et al., 2004), у цій роботі аналізувались породи на значних глибинах. Так, у дослідженнях використані три свердловини (одна з яких референтна), дві з яких мали глибину 3600 та 5000 м. Всі свердловини розкрили гранітні породи, які виявились сильно зміненими гідротермальними процесами. Наприклад, в одній із свердловин з 2998 тріщин природного походження відкритими, тобто не заповненими мінеральними осадами, були 29 тріщин.

Детальний каротаж досліджуваної свердловини (3600 м) дозволив знайти на глибинах 1820 та 3495 м гарячі розсоли, а також тріщини з найбільшим розкриттям у глибинному діапазоні 3200—3500 м. Саме через оцінку розкриття тріщин і була виявлена одна із проникних зон (3400 м). Модальні значення розкриття тріщин (електричного, яке корелюється із геометричним розкриттям) становлять 2,5 мк ( $1 \mu\text{m} = 10^{-6} \text{ м}$ ). Однак 80 % від 347 відкритих тріщин характеризувались значеннями розкриття меншими за 10 мк. Було виділено три зони різної проникності: 2850—2900 м — верхня зона чи зона інтенсивного руйнування;

2900—3200 м — проникна тріщинувата зона; 3200—3600 м — непроникна тріщинувата зона.

Згідно з (Comte et al., 2012), ключовими факторами, які роблять водоносні системи надзвичайно складними для характеристики та які впливають на розробку концептуальних моделей водоносних горизонтів у тріщинуватих кристалічних породах, є: неоднорідність та анізотропія систем тріщин у мікро- та макромасштабі (відповідно, від мікрметра до кілометра) та неоднорідність геологічної будови та умов вивітрювання у макромасштабі. Тобто дослідженнями водообводненості перших 35 м від поверхні не слід нехтувати. Наприклад, автори роботи (Lachassagne et al., 2011; Einarsson, Höglund, 2018) пропонують комплексну гідродинамічну модель тріщинно-вивітреного шару (ТВШ чи SFL — stratiform fissured layer). Практичне застосування моделі позначиться на стратегії розміщення свердловин на воду: при пошуку субгоризонтальних тріщин зйомка зосередиться на самому ТВШ, який частково не зачеплений ерозією, порівняно не залікований рештками вивітрювання та процесами діагенезу і насичений водою. Якщо ТВШ знищений ерозією, то слід зосередитись на пошуку вертикальних розломів. У цьому випадку варто застосовувати стандартні методи пошуку місця для свердловин на воду (аналіз лінеаментів та ін.). У роботі (Arias et al., 2016) висвітлюється випадок інтенсивного розвитку — до 250 м потужності — сапроліту (saprolith) та сапроку (saprock) гранітних порід на північному заході Іспанії. Сапролітом є порода, в якій понад 20 % мінералів змінені в результаті вивітрювання, на відміну від сапроку, який характеризується меншим відсотком перетворення мінералів. У дослідженні виявлено, що сапроліт представлений двома фаціями та залягає на сапроку (потужністю декілька десятків метрів), який, в свою чергу, розміщений над невивітряними магматичними породами. У рамках предмету нашого дослідження цікавою є наявність та розвиток водоносного горизонту у шарі сапроліту, відклади якого мають підвищену проникність. У масивах незмінених порід водопровідність низька. У шарі сапроліту для фації, збагаченій глинистими відкладами (потужність не перевищує 20 м), значення фільтрації не перевищують  $1 \cdot 10^{-7} \text{ м/с}$ , а для відкладів сапроліту фації, що збіднені на гли-



нисті частинки (потужність до 100 м), діапазон значень фільтрації коливається між  $8 \cdot 10^{-5}$  і  $2 \cdot 10^{-4}$  м/с.

Також є особливості розгляду та аналізу водообводненості гранітних порід похованих рівнин вивітрювання. Так, у роботі (Dhakate, 2020) оцінено коефіцієнт водопровідності (Т) та коефіцієнт водовіддачі (S) для водоносних горизонтів у гранітних породах району водозбору Уейпаллі, штат Андхра-Прадеш, Індія (Wailpally, Andhra Pradesh, India) за допомогою 20 тестових відкачок (методи Тейса, Джейкоба, Хантуша та ін.), здійснених у свердловинах неглибокого та глибокого закладання в різних геоморфологічних областях. Коефіцієнт водопровідності коливається від 3 до 455 м<sup>2</sup>/добу у геоморфологічній області рівнин помірного вивітрювання (РПВ), в той час як у геоморфологічних областях рівнин неглибокого вивітрювання (РНВ) він змінюється від 3 до 700 м<sup>2</sup>/добу. У геоморфологічних областях похованих рівнин неглибокого вивітрювання (ПРНВ) значення коефіцієнта варіюють від 17 до 148 м<sup>2</sup>/добу. Радіус впливу свердловини коливається від 10 до 1394 м, від 8 до 700 м та від 381 до 434 м у РПВ, РНВ та ПРНВ, відповідно. Виміряна величина дебіту свердловин різна — у межах від 28 до 659 м<sup>3</sup>/добу. Наприклад, для однієї із свердловин РПВ з графіків простеження за часом зміни величин зниження/відновлення рівнів підземних вод виміряні значення зниження рівня підземних вод становили 14 м на 60-й хвилині та близько 0,5 м на 120-й хвилині при глибині свердловини 60 м, статичному рівні 10,42 м та витраті 459 м<sup>3</sup>/добу; для однієї із свердловин РНВ відповідне значення зниження рівня підземних вод сягало 17,5 м на 60-й хвилині та близько 1 м на 120-й хвилині при глибині свердловини 60 м, статичному рівні 14,2 м та витраті 305 м<sup>3</sup>/добу.

Суттєвий радіус впливу та ділянки з високими значеннями дебітів свердловин відповідають районам із значним потенціалом підземних вод. Варіації параметрів водоносного горизонту кожної геоморфологічної області зумовлені неоднорідністю його тріщинного простору. Діапазон цієї неоднорідності значно більший, ніж відмінності між геоморфологічними областями. Особливо це стосується областей РПВ і РНВ, розділення яких, згідно з наведеними показниками, досить умовне.

У роботі (Huenges et al., 1997) за результатами програми континентального глибокого буріння Німеччини наводяться дані дослідження проникності кристалічних порід у двох глибоких свердловинах (пілотна глибиною 4001 м та основна глибиною понад 9101 м). Відстань між свердловинами — 200 м, гідравлічний зв'язок між ними здійснюється через мережу водопровідних тріщин. Лабораторні вимірювання дають значення проникності  $7 \cdot 10^{-20}$  м<sup>2</sup>, а *in situ* вимірювання показують вищі результати: від  $5 \cdot 10^{-18}$  до  $3 \cdot 10^{-19}$  м<sup>2</sup>. Також в умовах дослідження *in situ* при зменшенні тиску до 50 МПа проникність зростала на 3 порядки на відміну від лабораторних досліджень, де спостерігалась зміна проникності на 1 порядок. До глибини 2000 м відбувався приплив прісної води і відмічалась проникність порядку  $10^{-17}$ — $10^{-16}$  м<sup>2</sup>. Рушійною силою припливу була різниця тиску між свердловиною та породами, яка становила 2,06 МПа. На глибині 9001 м приплив сягнув 4,9 м<sup>3</sup>. Оскільки переважна кількість виміряних значень проникності відповідають глибині близько 3000 м, автори висловлюють сумніви щодо незмінності цих даних з глибиною. У роботі (Brace, 1984) повідомляється про вимірювання *in situ* проникності кристалічних порід до глибини 3 км на 10 ділянках, включаючи три в базальтових породах. Основні отримані висновки — досліджувані породи характеризуються середнім діапазоном значень проникності від  $10^{-18}$  м<sup>2</sup> до  $10^{-13}$  м<sup>2</sup>. При цьому діапазон виміряних значень проникності в інтервалі 2—3 км становить від  $10^{-15}$  м<sup>2</sup> до  $10^{-13}$  м<sup>2</sup>. Також відмічена можливість більшої варіації значень проникності у базальтів — майже 9 порядків. Автор припускає, що це може бути пов'язано з контрастом проникності щільних безтріщинних відмін основного масиву досліджуваних порід (граніту чи базальту) та кавернозними матеріалами порід-прошарків у досліджуваних породах. Автори іншого дослідження (Roques, 2014) також підкреслюють наявність чіткої вертикальної розчленованості та сильної просторової неоднорідності проникності.

Загалом, закартовані геологічні тіла та їх границі, наприклад плутони та їхні зони контакту, також можна розглядати як «логічні» гідрогеологічні межі або неоднорідності. Однак вони не обов'язково є такими межами на

найближчій поверхні, де інтенсивність тріщиноутворення при вивітрюванні може відігравати важливішу роль, ніж інші параметри тріщинуватої мережі, такі, наприклад, як довжина розломної зони або її орієнтація (Caine, Tomusiak, 2003). У згаданій роботі розглядають модель, в основі якої лежать три групи порід, що підстилають незначні поверхневі відклади та утворюють системи водоносних горизонтів — метаморфічні породи, складний масив гранітних інтрузивних порід і розломна крихка зона. Повсюдне, але змінне з'єднання кожної петрологічної групи з іншими утворює структуру проникності «фундаменту» і є важливим компонентом об'ємної ємності (bulk storage capacity). Цей «фундамент» розбитий крихкими зонами розломів та пегматитовими дайками, які характеризуються значно більшою інтенсивністю руйнування відносно «фундаменту», що, ймовірно, роблять їх просторово складними водопровідними каналами. Відповідно до дослідження (Huenges et al., 1997), залежності проникності від складу порід (гнейси, амфіболіти) не спостерігалось; кількість вимірених значень не дозволяє також говорити і про залежність проникності від глибини. Однак величини проникності, виміряні паралельно шаруватості, були значно вищі, ніж перпендикулярно до неї:  $3 \cdot 10^{-16} \text{ м}^2$  проти  $2 \cdot 10^{-20} \text{ м}^2$ .

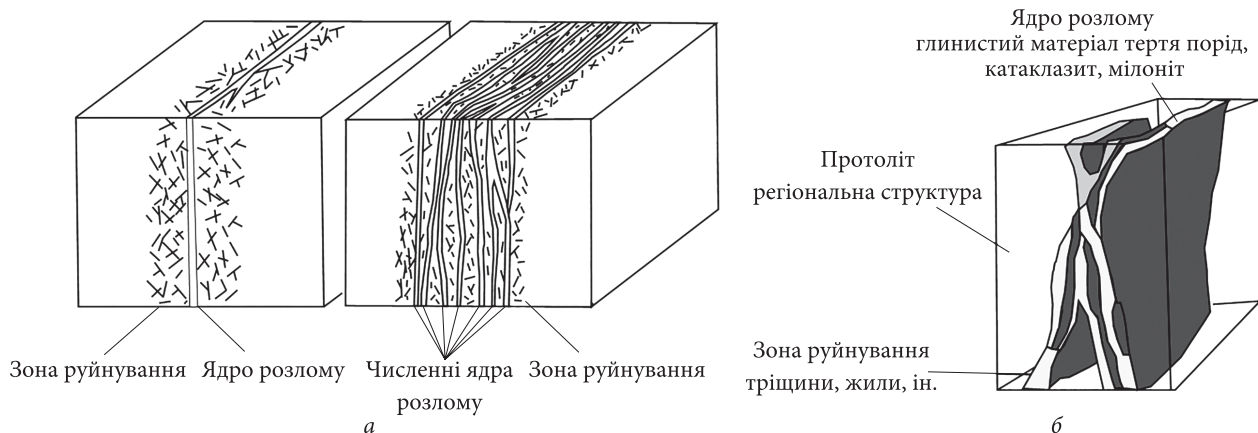
У роботі (Setlur et al., 2019) аналізується система водоносних горизонтів кристалічних порід підняття Ллано, Центральний Техас, США (Llano Uplift, Central Texas, USA). Підняття являє собою структурний купол гранітних і метаморфічних порід докембрію. Дані звітів, що лежать в основі дослідження (понад 2000 свердловин!), показують, що кількість води, яку можна постійно відбирати для потреб (well yields, l/min), є вищою у свердловинах, пройдених у гранітних крупнозернистих породах, порівняно із дебітом у тих свердловинах, які пробурені у гранітних дрібнозернистих чи метаморфічних породах. Існує слабка кореляція дебіту свердловини з потужністю реголіту (кори вивітрювання), а середня потужність реголіту більша у гранітів, ніж у метаморфічних порід. Серед інших висновків автори виділяють такі: головним контролюючим фактором величини дебіту є дуже неоднорідна проникність тріщин та їх водопровідність. Багато при-

поверхневих тріщин із значним розкриттям (>1 мм) заповнені фрагментами порід, і покриття поверхні тріщини (*fracture skin*) може мати більшу потужність та вміст заліза, який із глибиною матиме більш відновний стан, а потужність покриття поверхні тріщини зменшуватиметься. У роботі (Chambel et al., 2007) автори відмічають, що гнейси і більш основні породи є більш проникними і характеризуються глибшими горизонтами вивітрювання, ніж граніти. Автор (Briz-Kishore, 1993) не знаходить кореляційного зв'язку між продуктивністю свердловин та потужністю зони вивітрювання чи числом тріщин у гранітних породах південної Індії. Висока водопровідність водоносного горизонту зумовлена припливом до свердловини підземних вод із тріщинуватої (розломної) зони.

У роботі (Masset, Loew, 2010) автори прийшли до висновку, що тектонічні порушення у прояві крихкої структури є головним фактором, що регулює швидкість припливу підземних вод до свердловини і домінує над глибиною та петрологією. Отриманий логнормальний розподіл водопровідності базується на 1361 тунельних інтервалах довжиною 100 м. Величини водопровідності у таких інтервалах коливаються між  $10^{-9}$  та  $10^{-1} \text{ м}^2/\text{с}$  у межах перших 200—400 м глибини та між  $10^{-9}$  та  $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$  в інтервалі глибин 400—500 м нижче поверхні землі. Поза крихкими зонами розломів спостерігається тенденція зменшення гідравлічної провідності зі збільшенням глибини для таких порід, як сланець та гнейс, тоді як для гранітних порід тенденція не виявлена.

### Концептуальні моделі будови розломних зон та їх водоносність

Питанням будови та складу розломних зон у кристалічних породах присвячено багато досліджень. Найбільш поширена концептуальна модель будови зони розлому розвивалась понад 20 останніх років і тепер використовується у багатьох роботах (Caine et al., 1996; Berkowitz, 2002; Faulkner et al., 2010; Yang, 2015 та ін.). Згідно з цією моделлю, розломна зона чи зона розлому (fault zone) складається із зони руйнування (damage zone) — тріщинуватої брекчієвої зони, яка сформована системою другорядних розломів і тріщин та оточує основний розлом чи центральний розлом-ядро (fault core).



**Рис. 1.** Схематичне зображення розломної зони у кристалічних породах: *a* — за (Matsumoto, Shigematsu, 2018); *б* — за (Brace, 1984)

**Fig. 1.** Schematic picture of the fault zone in crystalline rocks: *a* — by (Matsumoto, Shigematsu, 2018); *b* — by (Brace, 1984)

Ця зона являє собою суміш або перетин мікрон зон брекчій і тріщинуватості нерідко частково змінених порід. Масив гірської породи, через яку пролягає розломна зона, називають вміщуючою породою (host rock) чи протолітом (protolith). На рис. 1 наведені приклади схематичних зображень розломної зони.

У роботі (Sibson, 2019) використовують термін «артеріальний розлом» для позначення розломів, що утворюються у тих частинах земної кори, де порові рідини знаходяться під надлишковим тиском (більшим за гідростатичний) і слугують живленням для флюїдів, що в них знаходяться. Резервуари флюїдів, що знаходяться під надлишковим тиском (найбільш високі значення тиску розвиваються у тектонічних режимах стиску), можуть розвиватись як в осадових басейнах ( $t < 200$  °С, глибини  $< 5-10$  км), так і у кристалічній корі (350—450 °С, глибини 10—20 км). Також зазначено, що на проникність порід у зоні розлому, крім величини тиску порової рідини, впливає стан напруження порід даного розлому.

У праці (Семинский, 2003) автор користується такими термінами, як *магістральний розрив* (єдиний зміщувач, який розсікає об'єм порід, що деформуються) та *випереджаючі розриви* (розривні порушення, які виникають подібно до тріщин перед утворенням розлому, передують виникненню магістрального розриву і локалізуються в зоні його впливу).

У цій роботі, коли наявність магістрального розриву є неочевидною, автор уникає терміна «розломна зона», а натомість вико-

ристовує терміни «зона розтягування», «стиску» чи «зсуву».

Застосування К.Ж. Семінським тектонофізичних методів дослідження дозволило йому отримати ряд вагомих результатів. Наведемо лише деякі важливі для нашої теми висновки з його публікації.

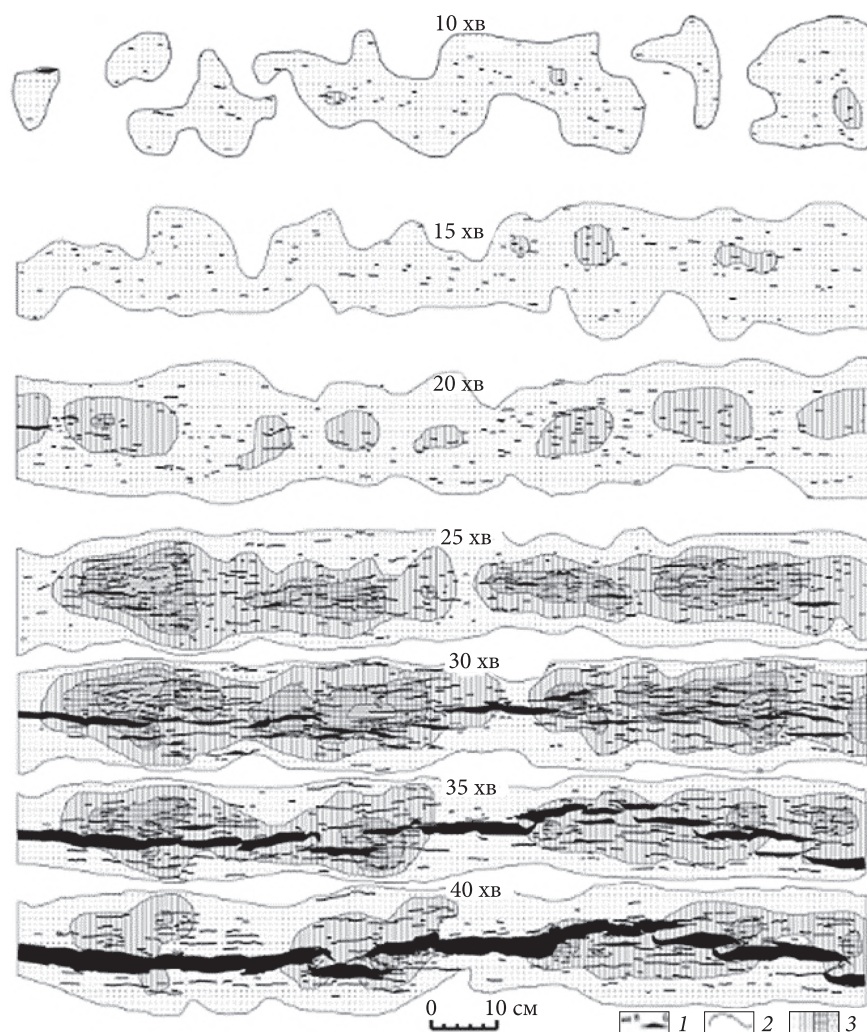
1. У тектонофізиці виділяються і досліджуються закономірності утворення зон розломів в умовах розтягування, зсуву, стиску, при дії зовнішніх сил знизу, збоку, зсуву поблизу зміщувача (диз'юнктиву).

2. Процес створення магістрального розриву поділяється на етапи збільшення пористості і мікротріщинуватості, утворення окремих тріщин і розривів при ослабленні субстрату, об'єднання розривів у єдиний розлом.

3. Головну роль в зонах впливу невеликих розломів відіграють випереджаючі розриви, які мають велике розповсюдження і підвищені концентрації на висячих крилах тектонічних порушень. Крім того, поблизу магістральних розривів розломних зон стиску, розтягування і зсуву існують три системи тріщин, взаємно перпендикулярних одна до одної.

4. Великі розломні зони в залежності від тектонічного режиму і характеру субстрату мають складну будову і досить великі поперечні розміри. Наприклад, Головний Саянський зсув у поперечному розмірі досягає 15 км, Кучелигінський скид (Західне Прибайкалля) — 9 км.

5. Аналіз хаотичної тріщинуватості дозволяє виявити накладання один на одне двох і більше полів напружень різного віку і створен-



**Рис. 2.** Структурні схеми та розподіли щільності розривів в ізолініях, що відповідають окремим етапам формування розломної зони в пружно-пластичній моделі (фізичне моделювання); 1 — розриви з незначною (а) та значною (б) розсувною складовою зміщення; 2 — ізолінії щільності розривів; 3 — області з різною кількістю розривів в одиниці площі (інтенсивність штрихування пропорційна величині щільності) (Семинський, 2003)

**Fig. 2.** Structural diagrams and distributions of rupture densities in the isolines corresponding to individual stages of fault zone formation in the elastic-plastic model (physical simulation); 1 — discontinuities with insignificant (a) and significant (b) sliding component of displacement; 2 — discontinuity density isolines; 3 — areas with different number of discontinuities per unit area (the intensity of hatching is proportional to the density value) (Seminskiy, 2003)

ня відповідно розломів 2-го порядку, які є похідними поступового довгого розвитку великих розломів.

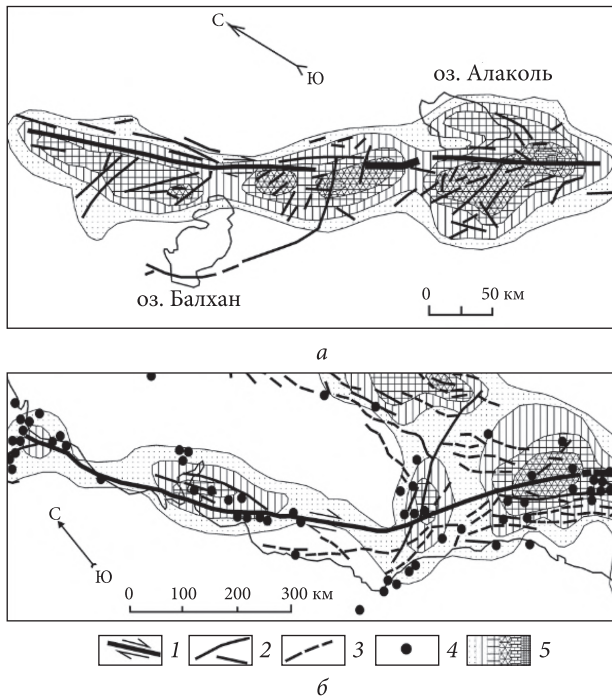
6. Хвильовий спосіб розповсюдження деформацій зумовлює просторову нерівномірність роздрібності субстрату і відповідно тріщинуватості зі зміною розширених і більш тріщинуватих ділянок і звужених слабо тріщинуватих ділянок вздовж основного розлому (рис. 2, 3).

Нерівномірність тріщинуватості в зоні формування розлому добре підтверджується результатами фізичного моделювання (див. рис. 2) і прикладами вивчення крупних розломних зон (див. рис. 3) (Семинский, 2003).

Ці та інші висновки і відповідно підходи до вивчення тріщинуватості потребують впровадження у відповідних гідрогеологічних вишукуваннях.

В останні роки розуміння потоку речовини через розломи значно розвинулось (Berkowitz, 2002; Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013;

Scibek et al., 2016 та ін.). Типові схеми зони розлому, розглянуті вище, задають рамки, у межах яких за допомогою лабораторних досліджень чи польових робіт розглядаються властивості їх водоносності. Ранні моделі центрального розлому та зони руйнування візуалізувались у вигляді наскрізного бар'єру для потоку, а зона руйнування — як система водопровідних каналів низхідного-висхідного напрямку. Однак розломи не завжди можуть виступати у ролі тільки бар'єрів. Вони часто розглядаються за замовчуванням як канали-провідники (Bense et al., 2013); інші дані гідрогеологічних та дистанційних зондувань припускають, що розломи в кристалічному середовищі можуть бути ефективними гідравлічними бар'єрами (Marler, Ge, 2003; Gleeson, Novakowski, 2009 та ін.). У роботі (Caine, 1996) пропонується характеризувати будову зони розлому та її проникність трьома числовими коефіцієнтами:  $F_a$  — відношення ширини зони руйнування до загальної



**Рис. 3.** Розриви та їх розподіли в ізолініях, репрезентують а) зони впливу Джунгарського зсуву в Середній Азії (за Лобацкая, 1987), б) зсуву Сан-Андреас у Каліфорнії (за Никонов, 1977) з доповненнями К.Ж. Семінського): 1 — магістральний зміщувач та його сегменти; 2 — активні розломи; 3 — розломи, активність яких не доведена; 4 — епіцентри землетрусів з магнітудою понад 6; 5 — області з однаковою густиною розривів в одиниці площі (інтенсивність штрихування пропорційна густині) (Семінський, 2003)

**Fig. 3.** Faults and their distributions in the isolines represent (a) the zones of influence of the Dzhungar shift in Central Asia (for Lobatskaya, 1987), (b) the San Andreas shift in California (for Nikonov, 1977) with additions by K.Zh. Seminskiy: 1 — main displacement and its segments; 2 — active faults; 3 — faults with unproved activity; 4 — earthquake epicenters with magnitudes greater than 6; 5 — areas with equal density of ruptures per unit area (intensity of hatching is proportional to density) (Seminskiy, 2003)

ширини розломної зони (включаючи ширину центрального розлому),  $F_m$  — середнє значення величини  $F_a$  для одиночної зони розлому та  $F_s$ , індекс просторової мінливості, що обчислюється як різниця між найбільшим та найменшим значеннями  $F_a$ . Величина  $F_a$  змінюється у межах від 0 до 1. При  $F_a = 0$  зона руйнування вважається відсутньою і низька проникність центрального розлому дозволяє розглядати розломну зону у вигляді бар'єру для потоку. При  $F_a = 1$  центральний розлом вважається відсутнім, а вища проникність зони руйнуван-

ня свідчить, що розломна зона є водопровідною. Щодо оцінки «глибинності» впливу розломної зони, то автор роботи (Lutzenkirchen, 2002) на прикладі дослідження тунелю Бедрето (Bedretto tunnel) у Швейцарії зазначає, що буде доречно при оцінці припливу підземних вод із розломної зони до підземної виробки у кристалічних породах враховувати потужність зони від 10 м до 1 км, не беручи до уваги при цьому другорядні тріщини та мережі тріщинуватості. Результати цих досліджень варто враховувати при розгляді питань пошуку зон підвищеного водопритоку до свердловин та придатного середовища для захоронення радіоактивних відходів у глибокі надра.

Відмінності у будові розломних зон призводять до складної гідравлічної поведінки підземних вод. Мета гідрогеологічного дослідження, згідно з (Achtziger-Zupancic et al., 2016), полягає в описі тривимірної картини проникності тріщин і деталей взаємозв'язків між тектонічними розломами і водоносністю кристалічних порід фундаменту. Автори оперують унікальними даними (125 км тунелів та 15 км пробурених свердловин!), зібраними у зонах розломів кристалічного фундаменту родовища Пола Теллерхаюзер (Poehla-Tellerhaeuser), розміщеного у південно-західній Саксонії, у верхів'ї Західних Рудних гір. Гідравлічні властивості означеного типу порід пов'язані із будовою зон розломів, тектонічною історією та регіональним полем напруження. Розломи протяжністю від 300 м до 30 км згруповані за напрямками у п'ять основних груп з переважанням двох субперпендикулярних — з північного заходу на південний схід та з північного сходу на південний захід. Більшість водопритоків до шахт (з 1030) приурочені щонайменше до однієї зони руйнування. Зазначений у роботі діапазон величин дебітів становить  $1,7 \cdot 10^{-8}$  —  $3,7 \cdot 10^{-2}$  м<sup>3</sup>/с<sup>-1</sup>. Аналізи показали, що дебіти одиничних припливів підземних вод (до шахти) не корелюються з потужністю зони розлому і найбільші величини таких припливів не були пов'язані з найширшими зонами розломів. Місця припливу підземних вод у межах зони розлому визначаються відносно відстанню до ядра розлому з урахуванням потужності зони розлому. Згідно з наведеними даними у роботі (Achtziger-Zupancic et al., 2016), сумарні витрати потоку підземних вод зроста-

ють у напрямку від основного масиву порід (протоліту) до ядра зони розлому. Тобто 75—95 % розвантаження потоку здійснюється у 50 % випадків у межах внутрішньої частини розломної зони. Також у праці показано, що середнє значення тріщинної водопровідності знижується із зростанням числа розломних зон на досліджуваній площі, особливо коли відбувається перекриття цих розломних зон по вертикалі (пов'язано із процесами акумуляції відкладів у тріщинах та іншими процесами). Ширина центрального розлому в перетині і ширина, охоплена множинними зонами розломів, що накладаються, зменшуються з глибиною, що вказує на меншу кількість розломних руйнувань із збільшенням глибини.

Під час ще одного дослідження *in situ* (Nohara et al., 2006) аналізувався просторовий гідрогеологічний та структурний характер активного досліджуваного розлому Мозумі Сукенобу (Mozumi Sukenobu, MS) вздовж оглядового тунелю шахти Каміока (Kamiooka Mine), Японія. Згаданий тунель перетинає розломну зону субперпендикулярно. У геологічному відношенні розломна зона шириною до 2—2,5 км залягає у гнейсах; по ній закладені відклади пісковиків та сланців. У контексті даного дослідження (розгляд руху підземних вод у кристалічних породах) важливою інформацією буде поведінка підземних вод у межах центральної зони розлому (ядра). У роботі аналізувались породи, які не зазнали впливу процесів ерозії та вивітрювання. Згідно з результатами гідралічних випробувань *in situ*, основним резервуаром для підземних вод є не брекчієвидні уламкові породи (як очікувалось), що спостерігаються вздовж напрямку розлому, а зона, що є продовженням основного розлому, в якій блоки тріщинуватих порід розташовані поруч з великими кутковими розломами, відповідно до їх V-подібних напрямків-розгалужень. Тектонічне напружене поле цих розломів збігається з нинішнім регіональним напруженим полем. Результати досліджень свердловин активного тунелю біля розлому свідчать про те, що вторинна пористість розвивається внаслідок руйнування мінералів, які заповнюють невеликі тріщини біля зони перехресних розломів. Також збільшення коефіцієнта фільтрації безпосередньо не пов'язане зі зростанням щільності тріщин навколо розло-

му MS, на відміну від даних роботи (Maréchal et al., 2004). Однак у праці (Nohara et al., 2006) припускають, що розвиток вторинної пористості може спричинити збільшення гідралічної провідності навколо розлому MS. Результати цих досліджень свідчать, що незначні водопровідні канали тріщинуватої мережі спорадично розподіляються в осадових породах навколо розлому MS і спостерігається збільшення числа відкритих тріщин та зростання їх розкриття. Це, ймовірно, підтверджує, що деформація осадових відкладів унаслідок діяльності розломів змінила структуру мережі тріщин безпосередньо поблизу розлому MS.

З метою дослідження системних похибок і тенденцій у спостереженнях проникності у розломних зонах у межах різних дисциплін у роботі (Scibek et al., 2016) було здійснено огляд бази даних та опублікованих матеріалів, що налічує більш ніж 900 посилань. Згідно з результатами, уявлення про природу проникності розлому (бар'єру, водопровідного каналу чи системи «бар'єр — водопровідний канал») залежить від методу спостереження. У 70 % досліджуваних районів розломи виступають як водопровідні канали, хоча у деяких з цих районів вміщуючі породи можуть характеризуватись і бар'єрними властивостями. Тобто, у 50 % випадків розломи мають подвійну функцію: поведуть себе як бар'єри і як водопровідні канали. Пояснюється це можливістю руху підземних вод як у вертикальному, так і у латеральному напрямках. Огляд авторами цього дослідження опублікованих даних про спостереження у довгих тунелях говорить, що 40—80 % (у середньому 60 %) розломів у кристалічних породах є високопроникними. Гідралічна поведінка розлому як бар'єру є більш невизначеною та складною для спостереження, ніж як водопровідного каналу. На глибині до 1 км у кристалічних породах досліджуваних районів велика частина тріщинуватих порід розглядаються як водопровідні, хоча дані буріння можуть бути не репрезентативними для визначення досліджуваного розлому як водопровідного чи як бар'єру через його гетерогенність та характер мережі тріщинуватості. Збільшення кількості свердловин для проведення досліджень на визначення гідрогеологічних параметрів (тестів з нагнітання та ін.) може допомогти вирішити це питання, крім випадків, коли

на невеликій глибині породи були піддані тектонічним процесам (наприклад, у попередньому розломоутворенні) та процесам вивітрювання чи іншому.

У той час як лабораторні та *in situ* дослідження припускають, що часто зона руйнування має більшу проникність, ніж центральний розлом і протоліт, проникність кожного домену (блоку, відокремленого розривами суцільності) є внутрішньо анізотропною (Forster, Evans, 1991; Caine, Forster, 1996). Однак різниця між проникністю порід-заповнювачів зони розлому набагато більша, ніж анізотропія в межах доменів зони розломів, що дозволяє припустити, що контраст проникностей центрального розлому, зони руйнування та протоліту контролює об'ємну анізотропію всієї системи. Лабораторні дослідження проникності зразків показують, що зона руйнування зазвичай характеризується високою проникністю паралельно площині розлому, тоді як розломи (fault cores) — низькою проникністю і часто виступають бар'єром. У роботі (Evans et al., 1997) автор відмічає, що значення проникності зони руйнування є вищі за діапазон від  $10^{-16}$  до  $10^{-14}$  м<sup>2</sup>, а величини проникностей основного розлому значно нижчі — від  $10^{-20}$  до  $10^{-17}$  м<sup>2</sup>. При цьому величини проникностей протоліту характеризуються середніми значеннями. На думку авторів роботи (Caine, 1996), основна складність в оцінці проникності зони розлому полягає у відсутності даних про те, звідки саме відібрані зразки: з центральної частини розлому, з зони руйнування чи з протоліту. У дослідженні (Lutzenkirchen, 2002) автор також звертає увагу, що на практиці досить непросто диференціювати ці три структурні домени, оскільки переходи між ними умовні та поступові.

Повна характеристика властивостей водоненності розломної зони включає отримання даних про проникність для кожного компоненту розломної зони. При цьому проникність розломної зони як по площині, так і перпендикулярно до неї регулюється як проникністю окремих відмін гірських порід, так і, що особливо важливо, геометричною будовою тріщин у всіх трьох напрямках (Faulkner et al., 2010). Наприклад, гірські породи центрального розлому, як правило, багаті на біотити, які характеризуються низькою проникністю перпендикулярно до їх нашарування, а отже, мо-

жуть утворювати бар'єри тільки для води (чи флюїду), якщо слюдисті мінерали неперервні по всій площині розлому і заважають рухатись рідині безпосередньо у розлом. Відкриті тріщини і поверхні ковзання (як всередині центрального розлому, так і довкола зони руйнування) мають проникність, що регулюється розподілом їх розкриття, на яку, в свою чергу, впливає орієнтація тріщин відносно сучасного поля локального напруження. Вплив таких тріщин на об'ємний потік вздовж розлому та впоперек залежить повністю від їх зв'язності та здатності пронизувати інші менш проникні блоки породи. Зчленування сильно тріщинуватої зони руйнування з недеформованими породами протоліту і безпосередньою зоною основного розлому формують головний контраст проникності у межах розломної зони в цілому (Caine et al., 1996). Величина та просторова мінливість цього контрасту проникності є важливими визначниками бар'єрно-водопровідних зон. Уявлення про комбіновану взаємодію базової розломно-тріщинної системи з впливом наступних механічних та хімічних перетворень кожного з трьох компонентів розломної зони (протоліту, зони руйнування і самого розлому) на загальне формування проникності і водоненності є вирішальним для кращого розуміння неоднорідності та анізотропії в зонах розломів.

Центральні розломи розломної зони у кристалічних породах виповнені відносно однорідним, а часто м'яким глинистим матеріалом тертя (fault gouge) та брекчіями руйнування (Bense et al., 2013). Гідравлічні властивості центрального розлому залежать від матеріалу його заповнення. Виділяють два типи такого заповнення (Faulkner et al., 2010). Перший тип — зернисті матеріали, другий тип — філосилікати (група слюди, тальку, глини та ін.). Зони розломів, які багаті на філосилікатвмісні матеріали, мають тенденцію до менших величин проникності, ніж у випадках заповнення тріщин кварцовими і чи їм подібними за складом продуктами гірських порід (Faulkner et al., 2010). До аналогічних висновків схиляються і автори роботи (Caine et al., 1996), відмічаючи, що породи центрального розлому з низьким вмістом філосилікатів у своєму складі мають тенденцію до високих величин проникності. Виміри проникності вздовж стовбуру свердловин дозво-

ляють зробити висновок про значне падіння проникності у межах перехресних розломів, де переважає смуга деформації, тому що основний розлом розвивається у зоні постійно ковзаючих поверхонь. Інформація про заповнення розломної зони матеріалами, багатими на філосилкати, необхідна для розуміння ступеня водоносності цих розломів. Як правило, існує нелінійна залежність проникності від вмісту глини в зоні розлому у гідростатичних умовах через різницю розмірів зерна і характер ущільнення. У міру збільшення вмісту глини до 25—40 % глинисті частинки розміщуються у поровому просторі між кварцом і характеристики ущільнення значною мірою контролюються каркасом кварцу. Багато досліджень демонструють низьку проникність глин, тобто проникність розломів мала б строго контролюватись відсотковим вмістом глини у відкладах-заповнювачах. Пористість типових глин становить 40—60 %, а для кварцового піску ці значення у межах 35—50 % (значення майже однакові); проте розміри пор у пісках коливаються у межах 0,1—1 мм, тоді як у глинах вони становлять 0,1—1 мкм (Альтовский, 1962), що на порядки менше. Оскільки глина легше ущільнюється, ніж кварцові відміни порід, мінімальна пористість залежатиме від ефективного тиску. Тобто, збільшення ущільнення відкладів розломо-зсувними процесами значно менш виражене для глинистого компоненту (через високий коефіцієнт пористості), ніж для відкладів з високим вмістом кварцу (через більший розмір пор). У результаті збагачені глинистими елементами матеріали-заповнювачі розлому зменшують проникність розлому у порівнянні з відкладами, що збагачені кварцем, які також зазнають значного зниження проникності (Faulkner et al., 2010). У контексті зміни мікроструктурного складу порід у розломних зонах у роботі (Janssen et al., 2014) аналізують зразки керна зон розломів Сан-Андреас (SA, Каліфорнія, США) та Челунгпу (Тайвань). Обидва розломи прорізають послідовність осадових відкладів таких, як сланці та тонкодисперсні глини. Роль глинистих мінералів у цих зонах розломів, на думку дослідників (наприклад, Warr, Cox 2001; Moore, Rymer, 2007; Boullier, 2011), є дуже важливою з позиції контролю не тільки руху рідини, а і механізму утворення розлому. Розбіжності у складі гли-

нистого матеріалу тертя вказаних розломів пояснюють різною глибиною відбору зразків, температурою та режимами утворення розломів. Автори (Janssen et al., 2011) припускають, що наявність високого вмісту глинистих матеріалів часто супроводжується появою нанорозмірної пористості, що може свідчити про високий тиск рідини (флюїду). Присутність хлоритесмектиту у зразках деформуючих зон розширює потенційну роль мінералогічних процесів в ослабленні міцності розломів на глибинах до 10 км (Schleicher et al., 2012). Випадання кальциту в тріщинах (жильно-кальцитовий цемент, в основному виявлений у зразках порід розлому SA) сприяє заліковуванню тріщинуватих порід розлому (Collettini et al., 2009).

## ОБГОВОРЕННЯ ТА ВИСНОВКИ

Наведені вище огляд та аналіз показують велику кількість досліджень щодо тріщинуватості і проникності кристалічних порід та розломних зон у них. Їх розгляд дозволив відокремити ряд важливих висновків, які можна використати у контексті розв'язання практичних задач із водопостачання. Підходи до дослідження проникності (*in situ* чи вивчення керна матеріалу) умовно можна розділити на дві групи, у залежності від мети та масштабу: 1) вивчення тріщинної проникності кристалічних порід з позиції можливості водоносності без взаємодії у системі «вода — порода» (наприклад, Боровський и др., 1976; Labuz et al., 1991 та ін.) та 2) вивчення проникності розломних зон кристалічних порід з урахуванням цієї взаємодії з позиції подальшого практичного використання отриманих знань. До останнього напряму можна віднести розв'язання задач із водопостачання — прогнозу величини припливу підземних вод до свердловини (Боровський и др., 1973; Белоновская и др., 2007 та ін.), оцінки припливу підземних вод у гірничі виробки, що пройдені у скельних чи напівскельних породах при вирішенні питань з підтоплення шахт та прилеглих територій, дослідження проникності кристалічних порід у контексті питань пошуку придатного вміщуючого середовища для захоронення радіоактивних відходів (Костенко та ін., 2011; Petrenko, Shestopalov, 2017) та ряд інших.

Розглянутими вище дослідженнями (Talbot, Sirat, 2001; Masset, Loew, 2010; Achtziger-Zupan-



ciset et al., 2016) встановлено, що *критичні напруження тріщин і розломів корелюють з підвищеною проникністю*. Від характеру напруженого стану можуть залежати розмір, розподіл і орієнтація тріщин, особливо їх *розкритість* (Никонов, 1977; Лобацкая, 1987; Белонская и др., 2007). Останнє, в свою чергу, є *визначальним фактором формування питомих дебітів свердловин*. Ряд досліджень показують зв'язок проникності з довжиною шляху фільтрації, ухилом земної поверхні та величиною інфільтраційного живлення (Forster, Smith, 1989; Person et al., 2003). На думку авторів роботи (Rojstaczer et al., 2008), взаємозалежність клімату та енергійності гідрогеологічного циклу Землі може вплинути і на величину проникності, що, ймовірно, впливає, в свою чергу, на взаємодію останньої з тиском у гірських породах (McPherson, Bredehoeft, 2001). Щодо досліджень зміни проникності із глибиною, то можна умовно виділити три діапазони глибин, які вивчали за допомогою геофізично-гідрогеологічних методів. Перший — глибини від перших метрів залягання кристалічних порід до 35—60 м, так звана зона їх вивітрювання. Водонесними є, як правило, субгоризонтальні тріщини (Maréchal, 2004), *субвертикальні тріщини є менш проникними*. Деякі автори (Sausse, Genter, 2005) припускають існування двох масштабів мереж тріщин: перші ізольовані та мають високу проникність, другі — тріщини з малим розкриттям, які забезпечують гідравлічний зв'язок у процесах нагнітання та відкачування підземних вод у свердловині. На думку авторів (Rojstaczer et al., 2008 та ін.), проникність кристалічної кори має значну часову та просторову неоднорідність. Другий умовний діапазон глибин розглядають до 1 км, а у ряді робіт він становить 200—1000 м (Huenges et al., 1997; Masset, Loew, 2010; Matsumoto, Shigematsu, 2018); третій діапазон — відповідно глибини понад 1 км. Ряд досліджень присвячено зв'язку проникності та петрологічного складу порід, залежності проникності від геоморфологічних особливостей території дослідження. Зокрема, автори (Chambel et al., 2007) відмічають, що гнейси й основні породи є більш проникними, ніж граніти. Дослідники (Masset, Loew, 2010) спостерігали тенденцію зменшення гідравлічної провідності із збільшенням глибини для таких порід, як сланець

та гнейс, а для гранітних порід така тенденція не була виявлена. Також має значення текстура порід. У праці (Huenges et al., 1997) зазначено, що величини проникності, виміряні паралельно шаруватості, вищі (на 4 порядки), ніж перпендикулярно до неї.

У дослідженнях, присвячених водоносності розломних зон, слід виділити таке. В них відмічається складність визначення предмету дослідження — зони руйнування (випереджаючих розривів), центрального розлому (магістрального розриву) розломної зони, протоїти, що її обрамляє (Lutzenkirchen, 2002). Однак очевидним є те, що характер водоносності в означених елементах зони розлому суттєво відрізняється (Matsumoto, Shigematsu, 2018). Інша складність дослідження зони розломів полягає у невизначеності характеру розлому, який може проявляти бар'єрні властивості щодо руху води чи бути водопровідним, або мати бар'єрно-водопровідний характер (Scibek et al., 2017). Також значна частина досліджень проникності розломної зони присвячена властивостям та ролі матеріалу тертя зон руйнування, від якого залежить проникність та рух підземних вод. Наприклад, існує нелінійна залежність проникності від вмісту глини у зоні розлому (Warr, Cox, 2001; Moore, Rymer, 2007; Boullier, 2011). Важливим завданням досліджень є виявлення і локалізація гідравлічно значущих тріщин (Nohara et al., 2006; Achtziger-Zupancic et al., 2016 та ін.), яке досягається за допомогою геофізичних методів (сейсмічні дослідження, магнітна зйомка), поєднанням даних інтерпретації глибинного геологічного буріння та геофізичного вивчення свердловин (Comte et al., 2012), за допомогою картування лінементів (Roques et al., 2014). Публікації, в яких розглядаються структурні елементи розломної зони, зокрема (Caine et al., 1996; Berkowitz, 2002; Faulkner et al., 2010; Bense et al., 2013; Scibek et al., 2016 та ін.), дають чітке розуміння, що бажаним при виборі місця майбутнього водозабору є визначення за допомогою методів геофізичної розвідки, гідрогеологічних та дистанційних зондувань, до якого саме структурного елемента належить ділянка закладення свердловин.

Відповідь на питання, як здійснюється фільтрація та перенесення у системах тріщин, та отримати кількісні оцінки динаміки потоку

сьогодні намагаються отримати за допомогою числових моделей (Caine, Forster, 1999), першим кроком у розробці яких є побудова відповідної концептуальної моделі (Forster, Evans, 1991; Rock Fractures..., 1996; Scibek et al., 2016). Таким чином, проаналізований значний обсяг даних про властивості кристалічних порід (та частково метаморфічних) з різних розломних зон вказує на значний їх потенціал щодо можливостей розв'язання практичних задач із використанням ресурсів підземних вод для питного водопостачання в районах з розвитком тріщинуватих кристалічних порід.

Вважаємо слушним звернути особливу увагу на дослідження, які не стосуються безпосередньо гідрогеології, але дають конкретну інформацію щодо різних аспектів розвитку розломних зон. Крім застосування різних геофізичних методів дослідження, про які частково згадувалось вище, це стосується таких наукових напрямів, як геодинаміка і тектонофізика.

Проведений аналіз міжнародних польових, експериментальних, модельних досліджень тріщинуватості і, зокрема, розломних зон у кристалічних породах, їх проникності і факторів, які впливають на ступінь і характер їх аномальної водопровідності, показав:

1. Найбільш перспективними щодо виявлення максимально водоносних тріщинуватих кристалічних порід є глибини в основному до 30—60 м (вище згаданий тріщинно-вивітрений шар — ТВШ, в якому породи охоплені процесами вивітрювання та знаходяться під впливом розвантаження гірського тиску. Створені або активізовані цими процесами системи досить щільно розташованих субгоризонтальних витриманих тріщин, які поєднуються субвертикальними тріщинами з мінімізованим або відсутнім глинистим заповненням, є передумовою і відповідно пошуковою ознакою підвищеної обводненості верхньої частини тріщинного скельного масиву.

2. У розломній зоні польові випробування виявили подвійну роль магістрального розриву (центрального розлому) — підвищену водопровідну (у більшості випадків) і бар'єрну. Поряд з цим встановлено, що значну водопровідність може забезпечувати система випереджаючих розривів (зона руйнування), яка знаходиться поруч з магістральним розривом.

3. Польове і модельне вивчення зон випереджаючих розривів свідчить про їх нерівномірний розвиток: спостерігається чергування розширених більш тріщинуватих ділянок і звужених менш тріщинуватих. Всі вони розташовані вздовж магістрального розриву, зазвичай з обох його боків; тому дослідження угруповань, які складаються з двох напівділянок зони випереджаючих розривів і відрізка магістрального розриву між ними, є ключовим при польових гідрогеологічних випробуваннях.

4. Перед початком гідрогеологічних робіт необхідно визначити приблизні контури розширеної ділянки випереджаючих розривів і магістрального розриву. Це відповідальне завдання для тектонофізиків, яке має виконуватись із залученням багатьох геофізичних та інших методів. Розташування куца гідрогеологічних свердловин повинно забезпечувати спостереження за зміною рівнів підземних вод при відкачуванні в кожній напівділянці і в зоні магістрального розриву. Це дозволить оцінити водоносність кожного елементу структури при відсутності бар'єрів між ними, або виявити затрудненість (відсутність) зв'язків між окремими чи всіма елементами і водопровідністю в зоні безпосереднього впливу відкачування.

5. При значній ширині зони розлому (декілька кілометрів) або при наявності двох чи більше магістральних розривів (центрального розлому), як показано на рис. 1, 2, закладається поперечний профіль з гідрогеологічних свердловин в основних елементах структури розломної зони і виконуються відкачування поспідовно в вибраних з них, а спостереження — у всіх інших.

6. Для оцінки ступеня проникності розлому важливо оцінити склад його заповнювача і ступінь тертя суміжних блоків та вторинних змін матеріалу заповнення. Наявність глинистого заповнювача призводить до зниження його проникності і водоносності.

7. Напружений стан масиву (особливо розтягування вкрест простягання основних розривів) приводить до збільшення проникності та обводненості скельних порід. Тому попередня оцінка типу напруженості структури є важливим елементом досліджень при проведенні розвідувальних гідрогеологічних робіт.

Отже, для підвищення ефективності вивчення розломних зон з позиції їхньої гідрогеологічної оцінки, поряд з попереднім геофізичним, геохімічним, дистанційним вивченням, доцільно для забезпечення досліджень, окреслених у п. 2—5 і цих висновків, враховувати наступні рекомендації:

- залучати фахівців з тектонофізики та геодинаміки до попередніх і супроводжуючих польових і камеральних досліджень з метою пошуку можливості виявлення ступеня розкритості і зв'язку тріщин між собою, оцінки їх заповнення вторинним матеріалом та створення відповідних тектонофізичних моделей розломних зон;

- використовувати тектонофізичні і геодинамічні моделі для створення концептуальних гідрогеологічних моделей, на основі котрих відпрацьовуються дослідницькі математичні моделі.

Дослідження з використанням цих моделей повинні мати ітераційний характер аж до отримання прийняттого результату у відповідності до даних польових робіт. У разі негативного результату може прийматись рішення про додаткові польові роботи, включаючи буріння та опробування додаткових гідрогеологічних свердловин, з метою уточнення або переробки тектонофізичної і гідрогеологічних моделей і поновлених досліджень на них.

#### СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Альтовский М.Е. Справочник гидрогеолога. Москва: Госгеолиздат, 1962, 614 с.
- Белоновская Л.Г., Булач М.Х., Гнид Л.П. Роль трещиноватости в формировании емкостно-фильтрационного пространства сложных коллекторов. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2007. № 2. С. 3—21.
- Боревський Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. Москва: Недра, 1973. 304 с.
- Боревский Б.В., Хордикийн М.А., Язвин Б.С. Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. Москва: Недра, 1976. 304 с.
- Голфракт Т.Д. Основы нефтепромысловой геологии и разработки трещиноватых коллекторов. Москва: Недра, 1986, 186 с.
- Дортман Н.Б. Васильева В.И., Вейнеберг А.К. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Москва: Недра, 1964. 325 с.
- Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. Москва: Недра, 1962. 490 с.
- Костенко Н., Кузів Л., Толстой М., Шабатура О. Речовинно-петрофізична оцінка гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита з визначенням їх придатності для створення сховищ радіоактивних відходів. *Вісн. Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка. Геологія*. 2011. Вип. 52. С. 48—52. [http://nbuv.gov.ua/UJRN/VKNU\\_geol\\_2011\\_52\\_16](http://nbuv.gov.ua/UJRN/VKNU_geol_2011_52_16)
- Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. Москва: Недра, 1987. 128 с.
- Ломизе Г.М. Фильтрация в трещиноватых породах. Москва: Госэнергоиздат, 1951. 127 с.
- Миرونенко М.А. Динамика подземных вод. Москва: Изд. Моск. гос. горн. ун-та, 2009. 515 с. (Горная книга).
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмо-тектонические вопросы). Москва: Наука, 1977. 240 с.
- Ромм Е.С. Структурные модели порового пространства горных пород. Ленинград: Недра, 1985. 240 с.
- Ромм Е.С. Фильтрационные свойства трещиноватых горных пород. Москва: Недра, 1966. 282 с.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд. СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б. Очерки геодинамики Украины. Киев, 2018. 466 с.
- Толстой М.І., Гасанов Ю.Л., Костенко Н.В., Гожик А.П., Шабатура О.В. Петрогеохімія і петрогеофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання. Київ, 2006. 70 с.
- Тяпкин К.Ф., Довбничи М.М. О напряжениях, возникающих в тектоносфере в результате изменения ротационного режима упруговязкой Земли. *Геофиз. журн.* 2002. Т. 24 (2). С. 52—59.
- Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Ленинград: Недра, 1979. 272 с.
- Achtziger P. Processes Controlling the Distribution of Permeability in Crystalline Rocks in the Upper 2 Kilometers of the Earth's Crust. *Thesis for: Dr. sc. ETH (PhD)*. 2017. 170 p. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000161477>
- Achtziger-Zupancic P., Loew S., Hiller A., Mariethoz G. 3D-fluid flow in fault zones of crystalline basement rocks (Poehla-Tellerhaeuser Ore Field, Ore Mountains, Germany). *Geofluids*. 2016. (16) P. 688-710. <https://doi.org/10.1111/gfl.12192>
- Achtziger-Zupancic P., Loew S., Mariethoz G. A new Global Data Base to Improve Predictions of Permeability Distribution in Crystalline Rocks at Site Scale. *JGR Solid Earth*. 2017. 122 (5). P. 3513-3539. <https://doi.org/10.1002/2017JB014106>
- Arias D., Pando L., Lopez-Fernandez C., Diaz-Diaz L.M., Rubio-Ordóñez A. Deep weathering of granitic rocks: a case of tunnelling in NW Spain. *Catena*. 2016. 137. P. 572-580. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.10.026>

- Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., Scibek J. Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 127. P. 171-192. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>
- Berkowitz B. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*. 2002. Vol. 25 (8-12). P. 861-884. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00042-8](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00042-8)
- Boullier A.M. Fault-zone geology: lessons from drilling through the Nojima and Chelungpu faults. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 2011. Vol. 359. P. 17e37. [https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/662907/filename/Boullier-Sibson-volume\\_1\\_.pdf](https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/662907/filename/Boullier-Sibson-volume_1_.pdf)
- Brace W.F. Permeability of crystalline rocks: new in situ measurements. *J. Geophys. Res.* 1984. 89. P. 4327-4330.
- Briz-Kishore B.H. Assessment of yield characteristics in granitic aquifers in South India. *Ground Water*. 1993. Vol. 31 (6), P. 921-928.
- Brodaric B., Boisvert E., Chery L., Dahlhaus P., Grellet S., Kmoch A., Létourneau F., Lucido J., Simons B., Wagner B. Enabling global exchange of groundwater data: GroundWaterML2 (GWML2). *Hydrogeological Journal*. 2018. 826. P. 733-741. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1747-9>
- Cai Z., Ofterdinge U. Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. *Hydrology Journal*. 2016. Vol. 535. P. 71-84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.066>
- Caine J.S., Evans J.P., Foster C.B. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*. 1996. Vol. 24. P. 1025-1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C1025:FZAAPS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C1025:FZAAPS%3E2.3.CO;2)
- Caine J.S., Forster C.B. Fault zone architecture and fluid flow: insights from field data and numerical modeling. In *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust. Geophysical monograph-American*. 1999. P. 101-127. <https://doi.org/10.1029/GM113p0101>
- Caine J.S., Tomusiak S.R.A. Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range. *GSA Bull.* 2003. Vol. 115 (11), P. 1410-1424.
- Cathles L.M., Adams J.J. Fluid flow and petroleum and mineral resources in the upper (<20 km) continental crust. *Economic Geology*. 2005. 100th Anniversary Vol., P. 77-110.
- Chambel A., Duque J., Nascimento J. Regional study of hard rock aquifers in Alentejo, South Portugal: methodology and results. In: Krasny J., Sharp J.M. Jr. (Eds.) *Groundwater in fractured rocks*. IAH Selected Papers 9. 2007. P. 73-93.
- Chester F.M., Logan J.M. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault zone, California. *Pure appl Geophys*. 1986. Vol. 124. P. 79-106.
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C. Fault zone fabric and fault weakness. *Nature*. 2009. Vol. 462. <http://dx.doi.org/10.1038/nature08585>
- Comte J.C., Cassidy R., Nitsche J., Ofterdinge U., Pilatova K., Flynn R. The typology of Irish hard-rock aquifers based on an integrated hydrogeological and geophysical approach. *Hydrogeology Journal*. 2012. Vol. 20. P. 1569-1588. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0884-9>
- Dewandel B., Maréchal J.C., Bour O., Ladouche B., Ahmed S., Chandra S., Pauwels H. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers, *Journal of Hydrology*. 2012. Vol. 416-417. P. 83-97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- Dhakate R. Distribution of aquifer characteristics in different geomorphologic units in a granitic terrain. *Applied Water Science*. 2020. Vol. 10 (231). <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01313-0>
- Einarsson V., Höglund A. Does one fracture dominate the borehole transmissivity? Investigation of fracture transmissivity in a crystalline rock mass. Master's Thesis. 2018. 79 p. Gothenburg, Sweden.
- Elkhoury J.E., Brodsky E.E., Agnew D.C. Seismic waves increase permeability. *Nature*. 2006. Vol. 441. P. 1135-1138.
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *Journal of Structural Geology*. 1997. Vol. 19 (11). P. 1393-1404. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00057-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00057-6)
- 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. *J. Struct. Geol.* 2010. Vol. 32. P. 1557-1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Forster C.B., Evans J.P. Hydrology of thrust faults and crystalline thrust sheets: results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*. 1991. Vol. 18. P. 979-982.
- Forster C., Smith L. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study. *Journal of Geophysical Research*. 1989. Vol. 97. P. 9439-9451.
- Gleeson T., Novakowski K. Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Geol. Soc. Am. Bull.* 2009. Vol. 121. P. 333-347. <http://dx.doi.org/10.1130/B26241.1>
- Hongyuan Z., Abdelaziz A., Grasselli G. Rock dilation and its effect on fracture transmissivity. SPE/AAPG/SEG *Unconventional Resources Technology Conference (URTEC)*: 2903018. 2018. Texas, USA. <https://doi.org/10.15530/URTEC-2018-2903018>
- Huenges E., Erzinger J., Kuck J., Engeser B., Kessels W. The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth. *Journal of Geophysics Research*. 1997. Vol. 102. P. 18255-18265.

- Hyman J.D., Aldrich G., Viswanathan H., Makedonska N., Karra S. Fracture size and transmissivity correlations: Implications for transport simulations in sparse three-dimensional discrete fracture networks following a truncated power law distribution of fracture size. *Water Resources Research*. 2016. Vol. 52. P. 6472-6489. <https://doi.org/10.1002/2016WR018806>
- Janssen C., Wirth R., Reinicke A., Rybacki E., Naumann R., Kemnitz H., Wenk H.-R., Dresen G. Nanoscale porosity in SAFOD core samples (San Andreas Fault). *Earth Planet Science Letter*. 2011. Vol. 301. P. 179-189.
- Janssen C., Wirth R., Wenk H.R., Morales L., Naumann R., Kienast M., Song S.R., Dresen G.H. Faulting Processes In Active Faults - Evidences From TCDP And SAFOD Drill Core Samples. *Journal of Structural Geology*. 2014. Vol. 65. P. 100-116. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.04.004>
- Labuz J.F., Chen C.N., Berger D.J. Microcrack-dependent fracture of damaged rock. *International Journal of Fracture*. 1991. Vol. 51. P. 231-240. <https://doi.org/10.1007/BF00045809>
- Lachassagne P., Dewandel B., Wyns R. Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*. 2021. Vol. 29. P. 2561-2594. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lachassagne P., Wyns R., Dewandel B. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*. 2011. Vol. 23 (3). P. 145-161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>
- Lutzenkirchen V.H. Structural geology and hydrogeology of brittle fault zones in the central and eastern Gotthard Massif, Switzerland. Doctoral Thesis. 2002. ETHZ, Zurich. 246 p. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-004522949>
- Maréchal J.C., Dewandel B., Subrahmanyam K. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Research*. 2004. Vol. 40 (11). W11508. <https://doi.org/10.1029/2004WR003137>
- Marler J., Ge S. The permeability of the Elkhorn fault zone, South Park: Colorado. *Ground Water*. 2003. Vol. 41 (3), P. 321-332. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584tb02601.x>
- Masset O., Loew S. Hydraulic conductivity distribution in crystalline rocks, derived from inflows to tunnels and galleries in the central Alps, Switzerland. *Hydrogeology Journal*. 2010. Vol. 18. P. 863-891. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0569-1>
- Matsumoto N., Shigematsu N. In-situ permeability of fault zones estimated by hydraulic tests and continuous groundwater pressure observations. *Earth Planets Space*. 2018. Vol. 70. P. 1-12. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0765-5>
- McPherson B.J.O.L., Bredehoeft J.D. Overpressures in the Uinta basin, Utah: analysis using a three-dimensional basin evolution model. *Water Resources Research*. 2001. Vol. 37 (4). P. 857-71. <https://doi.org/10.1029/2000WR900260>
- Moore D.E., Rymer M.J. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas Fault. *Nature*. 2007. Vol. 448 (7155). P. 795+. <http://dx.doi.org/10.1038/nature06064>
- Nasseri M.H.B., Rezanezha F., Young R.P. Analysis of fracture damage zone in anisotropic granitic rock using 3D X-ray CT scanning techniques. *International Journal of Fracture*. 2011. Vol. 168. P. 1-13. <https://doi.org/10.1007/s10704-010-9551-0>
- Nohara T., Tanaka H., Watanabe K., Furukawa N., Takami A. In situ hydraulic tests in the active fault survey tunnel, Kamioka Mine, excavated through the active Mozumi-Sukenobu Fault Zone and their hydrogeological significance. *Island Arc*. 2006. Vol. 15. P. 537-545. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2006.00548.x>
- Person M.A., Dugan B., Swenson J.B., Urbano L., Stott C., Taylor J., Millet M. Pleistocene hydrogeology of the Atlantic continental shelf, New England. *Geological Society of America Bulletin*. 2003. Vol. 115. P. 1324-43. <https://doi.org/10.1130/B25285.1>
- Petrenko L., Shestopalov V. Use of petrophysical data for siting of deep geological repository of radioactive waste. *E3S Web of Conferences* 2017. 24. 8 p. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172402005>
- Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications. *The National Academies Press*. 1996. 542 p. <https://doi.org/10.17226/2309>
- Rojstaczer S.A., Ingebritsen S.E., Hayba D.O. Permeability of continental crust influenced by internal and external forcing. *Geofluids*. 2008. Vol. 8 (2). P. 128-139. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2008.00211.x>
- Roques C., Bour O., Aquilina L., Dewandel B., Leray S., Schroetter J.M., Longuevergne L., Le Borgne T., Hochreutener R., Labasque T., Lavenant N., Vergnaud-Ayraud V., Mougin B. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *Journal of Hydrology*. 2014. Vol. 509. P. 42-54. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.023>
- Sausse J., Genter A. Types of permeable fractures in granite. Geological Society, London. Special Publications. 2005. Vol. 240. P. 1-14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.240.01.01>
- Schleicher A.M., van der Pluijm B.A., Warr L.N. Chlorite-smectite clay minerals and fault behavior: new evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core. *Lithosphere*. 2012. Vol. 4 (3). P. 209-220. <https://doi.org/10.1130/L158.1>
- Schuck B., Schleicher A.M., Janssen C., Toy V.G., Dresen G. Fault zone architecture of a large plate-bounding strike-slip fault: a case study from the Alpine Fault, New Zealand. *Solid Earth*, 2020. Vol. 11. P. 95-124. <https://doi.org/10.5194/se-11-95-2020>
- Scibek J., Gleeson T., McKenzie J.M. The biases and trends in fault zone hydrogeology conceptual models: global compilation and categorical data analysis. *Geofluids (Online); Chichester*. 2016. Vol. 16 (4). P. 782-798. <https://doi.org/10.1111/gfl.12188>

- Scibek J. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites. *Scientific Data*. 2020. Vol. 7 (95). P. 1-14. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0435-5>
- Setlur N., Sharp J.M., Hunt B.B. Crystalline-rock aquifer system of the Llano Uplift, Central Texas, USA. *Hydrogeology J.* 2019. Vol. 27, P. 2431-2446. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02000-4>
- Shen Yj., Hou X., Yuan Jq., Wang S.-fei, Zhao C.-hu. Thermal cracking characteristics of high-temperature granite suffering from different cooling shocks. *International Journal of Fracture*. 2020. Vol. 225. P. 153-168. <https://doi.org/10.1007/s10704-020-00470-2>
- Sibson R.H. Arterial faults and their role in mineralizing systems. *Geoscience Frontiers*. 2019. Vol. 10 (6). P. 2093-2100. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.01.007>
- Talbot C.J., Sirat M. Stress control of hydraulic conductivity in fracture saturated Swedish bedrock. *Engineering Geology*. 2001. Vol. 61 (2-3), P. 145-153. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00047-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00047-3)
- Townend J., Zoback M.D. How faulting keeps the crust strong. *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 399-402. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2)
- Warr L.N., Cox S. Clay mineral transformation and weakening mechanisms along the Alpine Fault, New Zealand. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F., Knipe, R.J. (Eds.), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Weakening*. London: Spec. Publ. Geol. S. 2001. Vol. 186. P. 85e 1001.
- Yakovlev L.Ye. The role of metamorphism of the basaltic basement of sedimentary basins in crustal evolution. *International Geology Review*. 1993. Vol. 35. P. 27-47.
- Yang H. Recent advances in imaging crustal fault zones: a review. *Earthquake Science*. 2015. Vol. 28. P. 151-162. <https://doi.org/10.1007/s11589-015-0114-3>
- Yardley B.W.D., Baumgartner L.P. Fluid processes in deep crustal fault zones. In: Handy M.R., Hirth G., Hovius N. (Eds.), *Tectonic Faults - Agents of Change on a Dynamic Earth*. Cambridge: The MIT Press MA, 2007. P. 295-318.

Надійшла до редакції 26.03.2022

Надійшла у ревізованій формі 17.04.2022

Прийнята 13.05.2022

## REFERENCES

- Achtziger P. 2017. Processes Controlling the Distribution of Permeability in Crystalline Rocks in the Upper 2 Kilometers of the Earth's Crust. *Thesis Dr. sci. ETH (PhD)*, 170. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000161477>
- Achtziger-Zupancic P., Loew S., Hiller A., Mariethoz G. 2016. 3D-fluid flow in fault zones of crystalline basement rocks (Poehla-Tellerhaeuser Ore Field, Ore Mountains, Germany). *Geofluids*, (16): 688-710. <https://doi.org/10.1111/gfl.12192>
- Achtziger-Zupanič P., Loew S., Mariéthoz G. 2017. A new Global Data Base to Improve Predictions of Permeability Distribution in Crystalline Rocks at Site Scale. *JGR Solid Earth*, 122 (5): 3513-3539. <https://doi.org/10.1002/2017JB014106>
- Altovsky M.E. 1962. Handbook of a hydrogeologist. Moscow: Gosgeolizdat (in Russian).
- Arias D., Pando L., Lopez-Fernandez C., Diaz-Diaz L.M., Rubio-Ordonez A. 2016. Deep weathering of granitic rocks: a case of tunnelling in NW Spain. *Catena*, 137: 572-580. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.10.026>
- Belonovskaya L.G., Bulach M.Kh., Gnid L.P. 2007. The role of fracturing in the formation of capacitive filtration space of complex reservoirs. *Oil and gas geology. Theory and practice*, 2 (in Russian).
- Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., Scibek J. 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*, 127: 171-192. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>
- Berkowitz B. 2002. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review. *Advances in Water Resources*, 25 (8-12): 861-884. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00042-8](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00042-8)
- Borevsky B.V., Hordikainan M.A., Yazvin B.S. 1976. Exploration and evaluation of operational reserves of groundwater deposits in fissure-karst layers. Moscow: Nedra (in Russian).
- Borevski B.V., Samsonov B.G., Yazvi L.S. 1973. Methods for determining the parameters of aquifers based on the data of points. Moscow: Nedra (in Russian).
- Boullier A.M. 2011. Fault-zone geology: lessons from drilling through the Nojima and Chelungpu faults. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 359; 17e37. [https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/662907/filename/Boullier-Sibson-volume\\_1\\_.pdf](https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/662907/filename/Boullier-Sibson-volume_1_.pdf)
- Brace W.F. 1984. Permeability of crystalline rocks: new in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, 89: 4327-4330.
- Briz-Kishore B.H. 1993. Assessment of yield characteristics in granitic aquifers in South India. *Ground Water*, 31 (6): 921-928.
- Brodaric B., Boisvert E., Cher, L., Dahlhaus P., Grellet S., Kmoch A., Létourneau, F., Lucido J., Simons B., Wagner B. 2018. Enabling global exchange of groundwater data: GroundWaterML2 (GWML2). *Hydrogeol. J.*, 26: 733-741. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1747-9>
- Cai Z., Ofterdinger U. 2016. Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers. NW Ireland. *Hydrol. J.*, 535: 71-84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.066>

- Caine J.S., Evans J.P., Foster C.B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geol.*, 24: 1025-1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024%3C1025:FZAAPS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024%3C1025:FZAAPS%3E2.3.CO;2)
- Caine J.S., Forster C.B. 1999. Fault zone architecture and fluid flow: insights from field data and numerical modeling. In *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust. Geophysical monograph-American*: 101-127. <https://doi.org/10.1029/GM113p0101>
- Caine J.S., Tomusiak S.R.A. 2003. Brittle structures and their role in controlling porosity and permeability in a complex Precambrian crystalline-rock aquifer system in the Colorado Rocky Mountain Front Range. *GSA Bull.*, 115 (11): 1410-1424.
- Cathles L.M., Adams J.J. 2005. Fluid flow and petroleum and mineral resources in the upper (<20 km) continental crust. *Economic Geology*, 100th Anniversary Vol.: 77-110.
- Chambel A., Duque J., Nascimento J. 2007. Regional study of hard rock aquifers in Alentejo, South Portugal: methodology and results. In: Krasny J., Sharp J.M. Jr. (Eds.), *Groundwater in fractured rocks*. IAH Selected Papers 9: 73-93.
- Chester F.M., Logan J.M. 1986. Implications for mechanical properties of brittle faults from observations of the Punchbowl Fault zone, California. *Pure appl Geophys.*, 124: 79-106.
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C. 2009. Fault zone fabric and fault weakness. *Nature*, 462. <http://dx.doi.org/10.1038/nature08585>
- Comte J.C., Cassidy R., Nitsche J., Ofterdinger U., Pilatova K., Flynn R. 2012. The typology of Irish hard-rock aquifers based on an integrated hydrogeological and geophysical approach. *Hydrogeol. J.*, 20: 1569-1588. <https://doi.org/10.1007/s10040-012-0884-9>
- Dewandel B., Maréchal J.C., Bour O., Ladouche B., Ahmed S., Chandra S., Pauwels H. 2012. Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J. of Hydrol.*, 416-417: 83-97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038>
- Dhakate R. 2020. Distribution of aquifer characteristics in different geomorphologic units in a granitic terrain. *Appl. Water Sci.*, 10 (231). <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01313-0>
- Dortman N.B., Vasilyeva V.I., Veineberg A.K. 1964. Physical properties of rocks and minerals of the USSR. Moscow: Nedra (in Russian).
- Einarsson V., Höglund A. 2013. Does one fracture dominate the borehole transmissivity? Investigation of fracture transmissivity in a crystalline rock mass. Master's Thesis, 79. Gothenburg, Sweden.
- Elkhoury J.E., Brodsky E.E., Agnew D.C. 2006. Seismic waves increase permeability. *Nature*, 441: 1135-8.
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V. 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones. *J. Struct. Geol.*, 19 (11): 1393-1404. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00057-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00057-6)
- 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. *J. Struct. Geol.*, 32: 1557-1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Forster C., Smith L. 1989. The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study. *J. of Geoph. Res.*, 97: 9439-51.
- Forster C.B., Evans J.P. 1991. Hydrology of thrust faults and crystalline thrust sheets: results of combined field and modeling studies. *Geophysical Research Letters*, 18: 979-982.
- Gleeson T., Novakowski K. 2009. Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 121: 333-347. <http://dx.doi.org/10.1130/B26241.1>
- Golfrakht T.D. 1983. Fundamentals of oilfield geology and the development of fractured reservoirs. Moscow: Nedra (in Russian).
- Hongyuan Z., Abdelaziz A., Grasselli G. 2018. Rock dilation and its effect on fracture transmissivity. SPE/AAPG/SEG Unconv. Res. Techn. Conf. (URTEC): 2903018. Texas, USA. <https://doi.org/10.15530/URTEC-2018-2903018>
- Huenges E., Erzinger J., Kuck J., Engeser B., Kessels W. 1997. The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth. *J. Geophys. Res.*, 102: 18255-18265.
- Hyman J.D., Aldrich G., Viswanathan H., Makedonska N., Karra S. 2016. Fracture size and transmissivity correlations: Implications for transport simulations in sparse three-dimensional discrete fracture networks following a truncated power law distribution of fracture size. *Water Resour. Res.*, 52: 6472-6489. <https://doi.org/10.1002/2016WR018806>
- Janssen C., Wirth R., Reinicke A., Rybacki E., Naumann R., Kemnitz H., Wenk H.-R., Dresen G. 2011. Nanoscale porosity in SAFOD core samples (San Andreas Fault). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 301: 179-189.
- Janssen C., Wirth R., Wenk H.R., Morales L., Naumann R., Kienast M., Song S.R., Dresen G.H. 2014. Faulting Processes In Active Faults - Evidences From TCDP And SAFOD Drill Core Samples. *J. Struct. Geol.*, 65: 100-116. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.04.004>
- Kobranova V.N. 1962. Physical properties of rocks. Moscow: Nedra (in Russian).
- Kostenko N., Kuziv L., Tolstoy M., Shabatura O. 2011. Substance-petrophysical evaluation of granitoids of the Volyn megablock of the Ukrainian Shield with determination of their suitability for creation of radioactive waste repositories. *Bul. of the T. Shevchenko Nat. Univ. of K. Geol.*, 52: 48-52. [http://nbuv.gov.ua/UJRN/VKNU\\_geol\\_2011\\_52\\_16](http://nbuv.gov.ua/UJRN/VKNU_geol_2011_52_16) (in Ukrainian).
- Labuz J.F., Chen C.N., Berger D.J. 1991. Microcrack-dependent fracture of damaged rock. *Int. J. Fract.*, 51: 231-240.

- Lachassagne P., Dewandel B., Wyns R. 2021. Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeol. J.*, 29: 2561-2594. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7>
- Lachassagne P., Wyns R., Dewandel B. 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23 (3): 145-161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>
- Lobatskaya R.M. 1987. Structural zonality of faults. Moscow: Nedra (in Russian).
- Lomize G.M. 1951. Filtration in fractured rocks. Moscow: Gosenergoizdat (in Russian).
- Lutzenkirchen V.H. 2002. Structural geology and hydrogeology of brittle fault zones in the central and eastern Gotthard Massif, Switzerland. Doctoral Thesis, ETHZ, Zurich. 246 p. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-004522949>
- Maréchal J.C., Dewandel B., Subrahmanyam K. 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resources Res.*, 40 (11): W11508. <https://doi.org/10.1029/2004WR003137>
- Marler J., Ge S. 2003. The permeability of the Elkhorn fault zone, South Park: Colorado. *Ground Water*, 41 (3), 321-332. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584tb02601.x>
- Masset O., Loew S. 2010. Hydraulic conductivity distribution in crystalline rocks, derived from inflows to tunnels and galleries in the central Alps, Switzerland. *Hydrogeol. J.*, 18: 863-891. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0569-1>
- Matsumoto N., Shigematsu N. 2018. In-situ permeability of fault zones estimated by hydraulic tests and continuous groundwater pressure observations. *Earth Plan. Sp.*, 70: 1-12. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0765-5>
- McPherson B.J.O.L., Bredehoeft J.D. 2001. Overpressures in the Uinta basin, Utah: analysis using a three-dimensional basin evolution model. *Water Resources Res.*, 37 (4): 857-71. <https://doi.org/10.1029/2000WR900260>
- Mironenko M.A. 2009. Dynamics of underground waters. Moscow: Publishing House of the Moscow State Mining University. (Gornaya kniga) (in Russian).
- Moore D.E., Rymer M.J. 2007. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas Fault. *Nature*, 448 (7155): 795+. <http://dx.doi.org/10.1038/nature06064>
- Nasseri M.H.B., Rezanezhad F., Young R.P. 2011. Analysis of fracture damage zone in anisotropic granitic rock using 3D X-ray CT scanning techniques. *Int. J. Fract.*, 168: 1-13. <https://doi.org/10.1007/s10704-010-9551-0>
- Nikonov A.A. 1977. Holocene and modern movements of the earth's crust (geological-geomorphological and seismotectonic issues). Moscow: Nayka (in Russian).
- Nohara T., Tanaka H., Watanabe K., Furukawa N., Takami A. 2006. In situ hydraulic tests in the active fault survey tunnel, Kamioka. Mine, excavated through the active Mozumi-Sukenobu Fault Zone and their hydrogeological significance. *Island. Arc.*, 15: 537-545. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2006.00548.x>
- Person M.A., Dugan B., Swenson J.B., Urbano L., Stott C., Taylor J., Millet M. 2003. Pleistocene hydrogeology of the Atlantic continental shelf, New England. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 115: 1324-43. <https://doi.org/10.1130/B25285.1>
- Petrenko L., Shestopalov V. 2017. Use of petrophysical data for siting of deep geological repository of radioactive waste. *E3S Web of Conf.*, 24: 8 p. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172402005>
- Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications. *The National Academies Press*. 1996. 542 p. <https://doi.org/10.17226/2309>
- Rojstaczer S.A., Ingebritsen S.E., Hayba D.O. 2008. Permeability of continental crust influenced by internal and external forcing. *Geofluids*, 8 (2): 128-139. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2008.00211.x>
- Romm E.S. 1966. Filtration properties of fractured rocks. Moscow: Nedra (in Russian).
- Romm E.S. 1985. Structural models of the pore space of rocks. Leningrad: Nedra (in Russian).
- Roques C., Bour O., Aquilina L., Dewandel B., Leray S., Schroetter J.M., Longuevergne L., Le Borgne T., Hochreutener R., Labasque T., Lavenant N., Vergnaud-Ayraud V., Mougin B. 2014. Hydrological behavior of a deep sub-vertical fault in crystalline basement and relationships with surrounding reservoirs. *J. of Hydrol.*, 509: 42-54. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.023>
- Sausse J., Genter A. 2005. Types of permeable fractures in granite. Geological Society, London. Special Publications, 240: 1-14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.240.01.01>
- Schleicher A.M., van der Pluijm B.A., Warr L.N. 2012. Chlorite-smectite clay minerals and fault behavior: new evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth (SAFOD) core. *Lithosph.*, 4 (3): 209-220. <https://doi.org/10.1130/L158.1>
- Schuck B., Schleicher A.M., Janssen C., Toy V.G., Dresen G. 2020. Fault zone architecture of a large plate-bounding strike-slip fault: a case study from the Alpine Fault, New Zealand. *Solid Earth*, 11: 95-124. <https://doi.org/10.5194/se-11-95-2020>
- Scibek J. 2020. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites. *Sci. Data.*, 7 (95): 1-14. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0435-5>
- Scibek J., Gleeson T., McKenzie J.M. 2016. The biases and trends in fault zone hydrogeology conceptual models: global compilation and categorical data analysis. *Geofluids (Online)*, Chichester, 16 (4): 782-798. <https://doi.org/10.1111/gfl.12188>
- Seminsky K.Zh. 2003. Internal structure of continental fault zones. Tectonophysical aspect. Novosibirsk: Publishing House of the RAS, Branch "Geo" (in Russian).



- Setlur N., Sharp J.M., Hunt B.B. 2019. Crystalline-rock aquifer system of the Llano Uplift, Central Texas, USA. *Hydrogeol. J.*, 27: 2431-2446. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-02000-4>
- Shen Yj., Hou X., Yuan Jq., Wang S.-fei, Zhao C.-hu. 2020. Thermal cracking characteristics of high-temperature granite suffering from different cooling shocks. *Int. J. Fract.*, 225: 153-168. <https://doi.org/10.1007/s10704-020-00470-2>
- Shults S.S. 1979. Tectonics of the earth's crust (based on the analysis of recent movements). Leningrad: Nedra (in Russian).
- Sibson R.H. 2019. Arterial faults and their role in mineralizing systems. *Geos. F.*, 10 (6): 2093-2100. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.01.007>
- Starostenko V.I., Gintov O.B. 2018. Essays on the geodynamics of Ukraine. Kyiv: IGPh NASU (in Russian).
- Talbot C.J., Sirat M. 2001. Stress control of hydraulic conductivity in fracture saturated Swedish bedrock. *Eng. Geol.*, 61 (2-3): 145-153. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(01\)00047-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00047-3)
- Tolstoy M.I., Hasanov Yu.L., Kostenko N.V., Gozhyk P.F., Shabaturova O.V. 2006. Petrogeochemistry and petrogeophysics of granitoids of the Ukrainian Shield and some aspects of their practical use. Kyiv (in Ukrainian).
- Townend J., Zoback M.D. 2000. How faulting keeps the crust strong. *Geol.*, 28: 399-402. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFKTCS>2.0.CO;2)
- Tyapkin K.F., Dovbnich M.M. 2002. On the stresses arising in the tectonosphere as a result of a change in the rotational regime of the elastic-viscous Earth. *Geophys. J.*, 24 (2): 52-59 (in Russian).
- Warr L.N., Cox S. 2001. Clay mineral transformation and weakening mechanisms along the Alpine Fault, New Zealand. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F., Knipe, R.J. (Eds.), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Weakening*, Spec. Publ. Geol. S. London, 186, pp. 85e-1001.
- Yakovlev L.Ye. 1993. The role of metamorphism of the basaltic basement of sedimentary basins in crustal evolution. *Intern. Geol. Rev.*, 35: 27-47.
- Yang H. 2015. Recent advances in imaging crustal fault zones: a review. *Earthq. Sci.*, 28: 151-162. <https://doi.org/10.1007/s11589-015-0114-3>
- Yardley B.W.D., Baumgartner L.P. 2007. Fluid processes in deep crustal fault zones. In: Handy M.R., Hirth G., Hovius N. (Eds.), *Tectonic Faults - Agents of Change on a Dynamic Earth*, The MIT Press MA., Cambridge, pp. 295-318.

Received 26.03.2022

Received in revised 17.04.2022

Accepted 13.05.2022

V.M. Shestopalov, L.I. Petrenko \*

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

E-mail: vmshest@gmail.com; Petrenko.l@nas.gov.ua

\* Corresponding author

#### FRACTURING AND PERMEABILITY OF CRYSTAL ROCKS AND THEIR FRACTURE ZONES, HYDROGEOLOGICAL ASPECT

Fractured rock aquifers are regarded as of particular scientific and practical interest because of their importance for underground water supply, energy storage and safety radioactive waste disposal. The study of fissure waters of crystalline rocks in the context of global warming to address issues of drinking water supply is highly relevant today. It has potential practical importance for the future. The sustainable use of groundwater in fractured rock aquifers requires a detailed knowledge of their hydraulic properties. The complexity of hydrogeological conditions in massive fractured rocks results from uncertainties about the configuration of the fractures, while the potential for groundwater movement in such rocks is primarily determined by their permeability and, consequently, hydraulic conductivity. Fractures (fracture networks) have different permeability properties, which is one of the key parameters required for understanding and predicting fluid and water flow. This paper reviews and analyses the results of global studies of fracturing and permeability of crystalline rock massifs and the fault zones occurring in them. Since the study of permeability of crystalline rocks concerns many disciplines — including structural geology, tectonophysics, petrophysics, hydrogeology, and hydrology — this review highlights information about the distribution of groundwater in fractured crystalline rocks in the context of their potential exploitation. This study consists of two parts: generalization of research results concerning fracturing and permeability of crystalline rocks, and particularities of structure of fracture zones in crystalline rocks and of the presence of groundwater in them. Based on this review of the structure and development of fracture zones (including their evolution under the influence of weathering and other secondary processes), recommendations are given for using tectonophysical reconstructions to improve hydrogeological field works and mathematical modeling.

**Keywords:** fracturing, permeability, water content, crystalline rocks, fault zones, tectonophysical, hydrogeological, mathematical models.