

karstu na diliankakh yikhnoho vydobuvannya. Stroytelstvo y tekhnohennaia bezopasnost, 37, 97–108.

4. Pedchenko, S. V. (2012). Vplyv zatoplennia hirnychkh vyrobok shakhty № 8 solotvynskoho solerudnyka na dennu poverkhnju rehionu. Suchasni resursozberihaiuchi tekhnolohii hirnychoho vyrobnytstva, 1, 113–123.

5. Shekhunova, S. B., Aleksieienkova, M. V. (2012). Litolohichni osoblyvosti ta poviazani z nymy ekolohichni aspekty rozrobky rodovyshch kamianoj soli metodom pidzemnoho vyluhovuvannya (na prykladi verkhnostrutynskoho ta Slovianskoho rodovyshch). Zbirnyk naukovykh prats IHN NAN Ukrainy, 5, 245–253.

6. Kenneth, S. J. (2013). Salt karst and collapse structures in the Anadarko Basin of Oklahoma and Texas: Proceedings of the 13 multidisciplinary conference. Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst, 103–112.

7. Land, L. (2013). Evaporite karst in the Permian Basin region of west Texas and southeastern New Mexico: The human impact: Proceedings of the 13 multidisciplinary conference. Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst, 113–121.

8. Neal, J. T., Johnson, K. S., Lindberg, P. (2013). Variations in evaporite karst in the Holbrook Basin, Arizona: Proceedings of the 13 multidisciplinary conference. Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst, 177–186.

9. Acero, P., Gutierrez, F., Galve, J. P., Auque, L. F., Carbonel, D., Gimeno, M. J., Gyme, J. B., Asta, M. P., Yechieli, Y. Hydrogeochemical characterization of an evaporite karst area affected by sinkholes (Ebro Valley, NE Spain). *Geologica Acta*, 11, 389–407.

10. Gutierrez, F., Parise, M., De Waele, J., Jourde, H. (2014). A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Reviews*, 138, 61–88. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.08.002

11. GRGP «Doneckgeologiya». Available at: <http://dongeo.net.ua>

12. Korenevskiy, S. M., Bobrov, V. P., Supronyuk, K. S., Hruschov, D. P. (1968). Galogennyye formatsii

severo-zapadnogo Donbassa i Dneprovsko-Donetskoj vpadyny. Moscow, Russia: Nedra, 240.

13. Shekhunova, S. B. (2009). Osnovni lithenetychni typy kamianoj soli solenosnykh formatsii Dneprovsko-Donetskoj zapadyny. *Heolohichni zhurnal*, 1, 88–102.

14. Kovalevich, V. M. (1985). Fiziko-mehaniicheskie usloviya nakopleniya soley nizhnepersmskoj formatsii Dneprovsko-Donetskoj vpadyny. *Evapority Ukrainy*. Kiev, Ukraina: Naukova Dumka, 33–44.

15. Kurilenko, V. V., Koshin, A. G. (1989). Gidrogeologicheskie usloviya Slavyanskogo mestorozhdeniya kamennoy soli i perspektivy promyshlennoy ekspluatatsii podzemnykh rassolov. *Vesnik Leningradskogo universiteta*, 3, 27–32.

16. Hodkov, A. E. (1962). Solyanoy karst Verhnekamskogo i Bahmutskogo rayonov i zakonmernosti ego razvitiya. *Spetsialnyie voprosy karstovedeniya*. Moscow, 44–58.

17. Belyukov, G. V. (2000). Karstovyye i gipergennyye protsessy v evaporitah, Perm, 28

18. Haidyn, A. M. (2008). Vliyanye tekhnohennoi deiatelnosti na solianoj karst. *Ekolohiia i pryrodokorystuvannya*, 11, 42–54.

19. Gvozdetskiy, N. A. (1972). Problemy izucheniya karsta i praktika. Moscow, 387.

20. Dzents-Litovskiy, A. I. (1966). Solyanoy karst SSSR. Leningrad, Russia: Nedra, 168.

21. Korotkevich, G. V. (1970). Solyanoy karst. Leningrad, Russia: Nedra, 256.

22. Reshetov, I. K., Suiarko, V. H., Serdiukovi, O. O., Chubar, O. V. (2001). Osoblyvosti karstoutvorennia v halohennykh tovshchakh Bakhmutskoi ulohovyny Donetskoho prohynu. *Heolohiia-heohrafiia-ekolohiia*, 956, 53–58.

23. Udalov, I. V., Chubar, A. V. (2011). Ekologo-geologicheskaya otsenka vliyaniya tehnogenogo karstobrazovaniya na okruzhayushchuyu sredy g. Slavyansk. *Vestnyk NTU "KhPU"*, Khimiia, khimichna tekhnolohiia ta ekolohiia, 59, 111–118.

*Рекомендовано до публікації д-р геол. наук Шехунова С. Б.
Дата надходження рукопису 20.11.2014*

Алексенкова Марина Василівна, провідний гідрогеолог, Центр колективного користування, Лабораторія фізичних методів досліджень, Інститут геологічних наук НАН України, вул. О. Гончара, 55-Б, м. Київ, Україна, 01054
E-mail: marinaal@ukr.net

УДК 552.14:(552.18:552.53):551.463.1(477-12)
DOI: 10.15587/2313-8416.2014.30737

ГІДРОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД ВЕРХНЬОКАМ'ЯНОВУГІЛЬНО-НИЖНЬОПЕРМСЬКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСУ В МЕЖАХ ПІВДЕННО-СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО- ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

© С. М. Стадніченко, Н. П. Сюмар

Підземні води даної території характеризуються значною мінливістю мінералізації та вмісту макро- і мікро компонентів. Для визначення механізмів формування цих гідрохімічних «аномалій» побудовано карти ізоліній мінералізації, коефіцієнту Na/Cl та інших гідрогеохімічних характеристик. На основі аналізу отриманих карт в сукупності з літологічними даними встановлений взаємозв'язок хімічного складу підземних вод з вміщуваними породами

Ключові слова: солянокупольні структури, підземні води, розсіл, теригенна формація, соленосна формація

Ground water within the researched area is characterized by considerable variability of salinity, macro-and microcomponents content. . To determine the mechanisms of formation of hydrochemical "anomalies" has been created the isoline maps of salinity, Na/Cl coefficient and other hydrological characteristics of groundwater. Based on analysis of lithological and paleohydrological data maps the conditions of groundwater chemical composition in area and in the context has been determined as different

Keywords: salt dome structures, groundwater, brine, terrigenous formation, rock salt formation

1. Вступ

Підземні води верхнекаменоугольного-нижнепермського водоносного комплексу в межах південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) характеризуються значною мінливістю мінералізації та вмісту макро- і мікрокомпонентів, що пов'язано з наявністю в розрізі осадового комплексу потужних товщ верхньодевонських та нижньопермських соленосних відкладів. Для визначення механізмів формування хімічного складу розсолів суттєве значення має оцінка динаміки підземних вод на фоні широкого розвитку соляної тектоніки.

Водоносний комплекс верхнього карбону – нижньої пермі Дніпровського артезіанського басейну залягає на значних глибинах – понад 4000 м, що пояснює його недостатню вивченість в порівнянні з вищезалягаючими горизонтами. За останні 20 років у даному регіоні проводились інтенсивні пошукові роботи на нафту та газ в глибокозалягаючих товщах, в результаті яких було зібрано значний масив супутньої гідрогеологічної інформації.

Оскільки підземні води верхнекаменоугольного-нижнепермського водоносного комплексу відносяться до зони дуже уповільненого водообміну, вони значною мірою пов'язані з твердою фазою і можуть зазнавати фізико-хімічних змін у процесі седименто- і літогенезу. Виходячи з цього, вивчення фізико-хімічних процесів в системі «порода-вода» в комплексі з літологічними і палеогідрогеологічними даними дозволить вирішити питання їх генезису, формування іонно-солевого складу, міграції багатьох елементів і утворення родовищ корисних копалин.

2. Постановка проблеми

Наявність потужних галогенних товщ у розрізі осадових басейнів призводить до формування підземних вод і розсолів, принципово відмінних за хімічним складом і мінералізацією.

У зв'язку з цим за мету було поставлено виявлення закономірності просторових гідрохімічних особливостей та характеру взаємозв'язку літологічного складу порід з хімічним складом розсолів верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу.

Мету було досягнуто шляхом вирішення наступних задач:

– збір та систематизація фактичного (фондового) матеріалу, в результаті чого було створено базу даних хімічного складу підземних вод верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу;

– узагальнення та уточнення особливостей літологічного складу порід досліджуваних розрізів;

– створення карт ізолій мінералізації та коефіцієнту Na/Cl розсолів у межах досліджуваних територій;

– встановлення закономірностей просторових гідрохімічних особливостей розсолів на основі аналізу отриманих карт.

3. Літературний огляд

Гіпотези генезису, процеси формування хімічного складу підземних вод (високомінералізованих хлоркальцієвих розсолів і порових розчинів слабопроникних товщ) та механізми їх надходження в суміжні товщі вивчалися І. К. Зайцевим (1958), М. Г. Валяшко (1968), Є. В. Посоховим (1981), А. О. Махначем (1989, 2000), Є. В. Піннекером (1982), В. М. Ковалевичем (1985, 1990), П. Сонненфельдом (1988), С. Л. Шварцевим (1997), J. M. Salvany, A. Munos (1994), A. M. Stueber (1998), G. W. O'Brien (1999), I. Gavrieli, Y. Yechieli, L. Halicz (2001), K. Michael (2003) та ін. Питанням взаємодії в системі «флюїд(розсіл)-порода» та постседиментаційних перетворень осадових порід під впливом розсолів розглядалися в роботах В. М. Холодова (1982), Д. П. Хрушова (1978), О. В. Япаскурта (2004), С. Л. Шварцева (1997), А. О. Махнача (1981, 2000), Warren J. K. (1997), Nesbitt B. E. (1994), Michael K. (2005), Cassidy D.P. (1992).

Вивченням загальних гідрогеологічних умов ДДЗ активно проводились протягом минулого століття Б. І. Куделіним (1959), А. Є. Бабинцем (1961), В. А. Терещенко (1968), Ф. А. Руденко (1971), В. В. Колодієм (1972, 1983), І. Ф. Вовком (1976), К. М. Варавою, І. Ф. Вовком, Г. Н. Негодою (1977), В. Є. Ветштейном (1982). Особливості водообміну регіону досліджувались Л. П. Шваєм (1983), В. М. Шестопаловим, М. С. Огняником та В. І. Ляльком (1989, 2009) та ін.

4. Визначення характеру взаємозв'язку літологічного складу порід з хімічним складом підземних вод

Південно-східна частина Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) простягається від Полтавської структури до Співаківського підняття та відзначається широким розвитком солянокупольних структур (рис. 1), які складені галогенними породами верхньодевонського віку (франський ярус). Водомісні породи верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу представлені галогенною та теригенно-карбонатною формацією нижньої пермі та теригенними відкладами верхнього карбону.

Верхній відділ кам'яновугільної системи представлений перешаруванням потужних пачок пісковиків, алевролітів, аргілітів. Подібну будову має

і нижня частина картамиської світи, пісковики цієї частини світи сірі, зеленувато-сірі, масивні і горизонтально шаруваті. Потужність окремих пластів 5–10 м. Їх положення в розрізі невитримане, часто вони повністю заміщені алевrolітами. Загальна потужність верхнього карбону становить 1530 м [1].

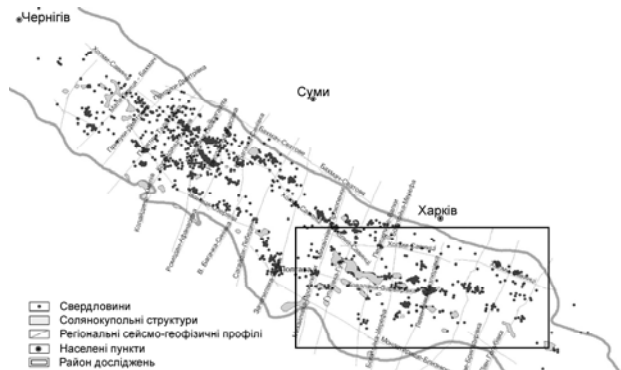


Рис. 1. Схема розташування району досліджень

Нижньопермський комплекс з кутовим та стратиграфічним неузгодженням залягає на кам'яновугільних відкладах. Теригенна червоноколірна (картамиська) формація нижньої пермі складена теригенними утвореннями піщано-глинистого складу – аргілітами, аргілітоподібними глинами, пісковиками та алевrolітами з підпорядкованими шарами теригенно-карбонатних та теригенно-сульфатних порід; утвореннями континент-гальних, перехідних та морських фацій. На теригенній червоноколірній формації з трансгресивним неузгодженням залягає галогенна. Нижньопермська галогенна формація поділяється на дві субформації: соленосну (микитівська і слов'янська світи) і калій-магнієносну (крататорська світа). Соленосна субформація представлена чергуванням пластів кам'яної солі, вапняків, аргілітів, мергелів, ангідритів, галопелітів. На розмитій поверхні палеозою з кутовим та стратиграфічним неузгодженням залягає дронівська світа тріасової системи.

В гідрогеологічному плані район досліджень відноситься до Дніпровського артезіанського басейну. Основний регіональний водотрив – галогенна товща хемогенних порід крататорської та слов'янської світ, що залягає на глибинах 500–3500 м і відділяє тріасовий водоносний комплекс від верхньокам'яновугільного-нижньопермського. Ця товща є межею, яка розділяє гідродинамічні зони уповільненого (в окремих районах – інтенсивного) і дуже уповільненого водообміну [2]. Вміст колекторів у розрізі комплексу становить майже 50 % і представлений пісковиками, тріщинуватими доломітами, ангідритами і вапняками із щільними водонепроникними товщами ангідритів, доломітів і кам'яної солі. Потужність порід комплексу становить на південному сході 1000 м і більше, в центральній частині – до 2450 м. Температура води на глибинах 1800–2000 м може досягати 45–48°C [3]. Пластові води нижньопермських відкладів представлені високомінералізованими, переважно хлоркальці-

євими розсолами, їх мінералізація (М) сягає 312 г/л. Досліджувана товща відноситься до зони дуже утрудненого водообміну, яка характеризується елізійним режимом і низькими швидкостями руху підземних вод – 0,7 м/рік [3].

Об'єктом досліджень є розсоли верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу Дніпровського артезіанського басейну. Матеріалом слугували дані хімічного складу розсолів понад 100 свердловин, що вскривають даний водоносний комплекс на глибинах 691–3997 м в межах південно-східної частини ДДЗ від Полтавської структури до Співаківського підняття.

Для з'ясування закономірностей просторових гідрогеохімічних особливостей та характеру взаємозв'язку літологічного складу порід з хімічним складом розсолів верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу були створені карти ізоліній мінералізації та коефіцієнту Na/Cl.

Підземних вод верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу представлені розсолами 55,86 г/дм³ (св. Балаклейська-6) – 312,61 г/дм³ (св. Рябухінська-208) переважно хлоридно-кальцієвого типу (за генетичною класифікацією В. О. Суліна, 1948) хлоридно-натрієвого складу (рис. 2).

За даними А. Є. Бабинця [4] та В. В. Колодія [5] мінералізація підземних вод збільшується до нижньопермської галогенної товщі, а в кам'яновугільних відкладах – знижується. Проте, як видно з отриманих результатів, максимальні значення мінералізації (256,65–312,61 г/дм³) спостерігаються на ділянках облямування солянокупольних структур (Копилівській, Чутівській, Розпашнівській, Ланнівській, Соснівській, Рябухінській, Шебелинській і Співаківській), що вказує на вплив розсолів вилуговування речовини штоку безпосередньо через зону контакту та/або можливість гідравлічного зв'язку між водопроникними шарами навіть в умовах дуже утрудненого водообміну. Мінімальні значення мінералізації (55,86–112,0 г/дм³) приурочені до міжштокового простору та/або міжсолевих вод у тріщинуватих ангідритах.

На ділянках поширення гіпсів і ангідритів зустрічаються розсоли з підвищеним вмістом сульфатів від 301,22 мг/дм³ (св. Копилівська – 39, 2744 м) до 2687,24 мг/дм³ (св. Рябухінська – 208, 3440 м), при цьому коефіцієнт сульфатності ($rSO_4 \cdot 100$)/rCl коливається в широких межах 0,0075–0,45. Коефіцієнт Cl-Na/Mg змінюється від 2,06 (св. Шевченківська-304, 1980 м) до 21,3 (св. Розпашнівська – 81, 3628 м). Значення коефіцієнту Ca/Mg коливається в межах від 1,5 до 3,5.

Питання походження високомінералізованих хлоркальцієвих розсолів досі є дискусійним. Галогенні формації містять кальцієві карбонати й ангідрит. Коли з ними контактують розсоли, гранично насичені хлоридами натрію, створюються умови для нагромадження і концентрації хлоридів кальцію – солі з найбільш високою розчинністю. Розсіл перетворюється спочатку в хлоридний натрієвий → натрієво-кальцієвий → кальцієво-

натрієвий, а потім у хлоридний кальцієвий. Джерелом кальцію є карбонати, але провідне значення має перехід кальцію з ангідритів [6]. Перехід кальцію можливий також з теригених порід, наприклад при альбітизації плагіоклазів [7].

Сульфати виводяться із розчину у формі гіпсу, а магній – у формі доломіту, що призводить до відносного концентрування хлоридів кальцію. На можливість катагенетичного походження доломіту у зв'язку з формуванням хлоркальцієвих вод вказували В. І. Гуревич, А. І. Осипова, Ю. С. Кормілець, А. О. Махнач та ін. Причиною підвищеного вмісту кальцію може бути і катіонний обмін. При наявності в породах інших сульфатних мінералів рідка фаза збагачується стронцієм, барієм та іншими елементами. Обов'язковими умовами концентрації розсолів вважаються тривалість процесу в масштабі геологічного часу, відновна обстановка і термодинамічні умови, властиві зоні дуже утрудненого водообміну [8].

Розсоли відрізняються підвищеним вмістом бром до 1549 мг/дм^3 (св. Мелехівська – 8, гл. 2180 м), мінімальне зафіксоване значення становить $44,22 \text{ мг/дм}^3$ (св. Олексіївська – 4, гл. 2500 м). Бром, відповідно до його розподілу в галоїдних солях (галіті, сильвіні і карналіті) здатний переходити в рідку фазу в значних кількостях. Певною мірою він успадкований від маточної ропи, однак у набагато більших кількостях він може надходити з мінералів солей. Варто враховувати, що зі збільшенням температури й тиску, розчинність сполук бром сильно зростає. Величина співвідношення Cl/Br коливається в межах $64\text{--}3046 \text{ мг/дм}^3$, рН коливається в межах від 4,5 (св. Копилівська – 32, гл. 2922 м) до 8,6 (св. Рябухінська – 208, 3440 м).

На надходження багатьох елементів з порід (не тільки Са, Mg, K, а і Br, B, Li та ін.) вказує подібність мікрокомпонентного складу розсолів і порід галоїдних формацій. Незначні концентрації йоду – $3,1 \text{ мг/дм}^3$ (св. Співаківська – 11, гл. 560 м) в розсолах легко пояснюються низьким його вмістом у породах. Максимальні значення вмісту йоду сягають $113,41 \text{ мг/дм}^3$ (св. Розпашнівська-81, гл. 3900 м) та $130,0$ (св. Мелехівська – 74, гл. 2548 м). Перехід елементів із солей у розчин на значних глибинах відбувається за рахунок молекулярної дифузії, при цьому підвищення температури і тиску може призвести до вибіркового розчинення окремих елементів у кількостях, набагато більших, ніж у ропі [2].

У верхньокам'яновугільно-нижньопермському водоносному комплексі переважають води змішаного генезису – суміші седиментогенних, давньоінфільтрогенних і літогенних вод. Як локальні прояви зустрічаються підземні конденсаційні води і їх суміші з пластовими розсолами гідрогеохімічного фону [5].

Існують геохімічні критерії, що дозволяють відокремити седиментогенні розсоли від розсолів вилугування, а також перехідні між ними розсоли змішаного генетичного типу. В якості основного критерію генетичного розподілу розсолів зазвичай

використовується залежність між Na/Cl та Cl/Br коефіцієнтами, що відображає природні процеси концентрації морської води в сучасних лагунах і процеси вилугування солей (за класифікацією К. М. Варави, 1977 р.) Наприклад, високомінералізовані хлоркальцієві розсоли поширені в підсольовій товщі пермського басейну Західного Техасу і Оклахоми, ($\text{Na/Cl} < 0,8$; $\text{M} > 300 \text{ г/дм}^3$), тоді як хлоридно-натрієві розсоли вилугування ($\text{Na/Cl} > 0,9$; $\text{M} < 290 \text{ г/дм}^3$) виявлені в надсольовій зоні та глибокозалегаючому водоносному горизонті товщі Вольфкампіан [9, 10].

На основі аналізу побудованої карти розподілу коефіцієнту Na/Cl (рис. 3) нами було виділено зони розсолів: седиментогенних, вилугування та змішаного типу.

Седиментогенні розсоли поширені в північно-західній та південно-східній частинах досліджуваної території, значення коефіцієнту змінюються від 0,46 (св. Копилівська – 31) до 0,79 (св. Співаківська – 5).

Розсоли змішаного типу поширені в напрямку з південного-заходу на північний схід, значення коефіцієнту змінюються від 0,80 (св. Північно-Голубівська – 5) до 0,89 (св. Червонодонська – 4).

Розсоли вилугування поширені локально і приурочені до соляних штоків, значення коефіцієнту Na/Cl змінюється від 0,94 (св. Мелехівська – 1) до 1,09 (св. Шебелинська – 53).

За результатами зіставлення загальної мінералізації з коефіцієнтом Na/Cl виділяються дві групи розсолів, у яких при збільшенні мінералізації співвідношення Na/Cl знижується (Розпашнівська і Мелехівська площі) або зростає (Копилівська, Чутівська, Богатойська, Рябухінська, Шебелинська площі).

На даній території переважають розсоли змішаного типу. Перерозподіл маси та розчинової речовини цих вод здійснюється шляхом змішування розсолів різних стадій генерації між собою, а також із первинними маточними водами і дегідратаційними водами (катагенетичних перетворень глинистих мінералів та реакції переходу гіпс–ангидрит) [11]. Основними механізмами надходження підземних вод у під- і міжсольові товщі є струменеве гравітаційне просочування важких розсолів вниз, а більш легких вод вгору (по порах, тріщинах, розломах і зонах бокових контактів соляних куполів), а також відтискання міжкристальної ропи, що може видалятися із соляних відкладів, в результаті їх ущільнення (за елізійним механізмом). При відтисканні можливе не тільки вертикальне низхідне стікання розсолів, а й латеральний рух під галопелітовими прошарками по соляних пластах та внутрішньосолевих карбонатних і піщаних пачках [12].

В результаті надходження розсолів різного генезису в під- та навколосольові відклади відбувається порушення геохімічної рівноваги в системі «флюїд (розсіл)–порода», що призводить до зміни окисно-відновної обстановки, термальної рівноваги, активізації процесів дифузії, розчинення, вилугування, осаждення, іонного обміну (обмінної адсорбції), осмосу, окисно-відновні реакції,

термобаро-геохімічного перетворення органо-мінерального комплексу відкладів із виходом у підземні води одних речовин і виведенням інших з водних розчинів та ін. [2, 7, 13]. Сукупність перерахованих вище процесів на фоні строкатого літологічного

складу вмшуючих порід та активного прояву галотектокінезу обумовлює невитриманість хімічного складу підземних вод по площі і в розрізі.

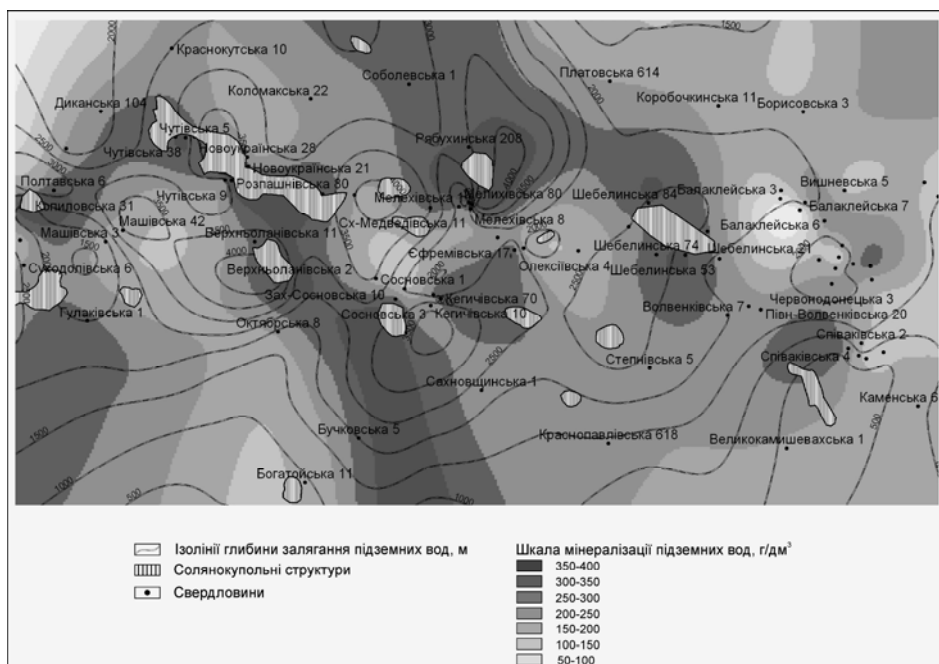


Рис. 2. Карта ізоліній мінералізації розсолів верхньокам'яновугільного-нижньопермського водоносного комплексу

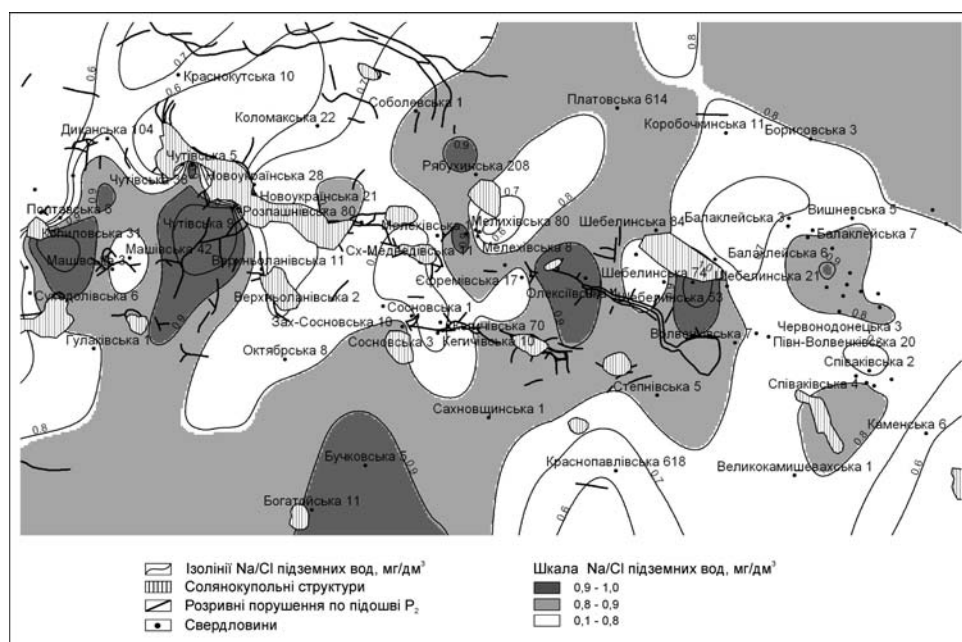


Рис. 3. Карта ізоліній коефіцієнту Na/Cl: <0,8 – седиментогенні розсоли; 0,8-0,9 – змішаного типу; >0,9 – розсоли вилугування (класифікація за К.М. Варавою, 1977 та ін.)

5. Апробація результатів досліджень

Основні результати роботи доповідались на міжнародних та вітчизняних наукових конференціях, таких як: V всеукраїнська наукова конференція молодих вчених, м. Київ, Україна (2013), «Геохимия литогенеза», м. Сиктивкар, Росія (2014) та «Актуальні проблеми пошукової та екологічної

геохімії», м. Київ, Україна (2014). Також є частиною досліджень за бюджетною темою «Мінерально-сировинна база натрієвої, калійної та магнієвої солей в Україні та перспективи нарощування їх запасів», що розробляється в лабораторії фізичних методів досліджень Інституту геологічних наук НАН України.

6. Висновки

В результаті проведених досліджень встановлені закономірності просторових гідрохімічних особливостей та характеру взаємозв'язку літологічного складу порід з хімічним складом розсолів верхньокам'яновугільно-нижньопермського водоносного комплексу.

Встановлена невитриманість хімічного складу підземних вод по площі і в розрізі. Підземні води нижньопермських відкладів представлені високомінералізованими 55,86–312,61 г/дм³ переважно хлоридно-кальцієвого типу хлоридно-натрієвого складу. Максимальні значення 256,65–312,61 г/дм³ мінералізації спостерігаються на ділянках розвитку соляних штоків (Копилівській, Чутівській, Розпашнівській, Ланнівській, Соснівській, Рябухінській, Шебелинській і Співаківській), що вказує на вплив розсолів вилуговування речовини штоку безпосередньо через зону контакту та/або можливість гідравлічного зв'язку між водопроникними шарами, навіть в умовах дуже утрудненого водообміну. Мінімальні значення мінералізації 55,86–112,0 г/дм³ приурочені до міжштового простору та/або міжсолевих вод у тріщинуватих ангідритах.

На основі аналізу побудованої карти розподілу коефіцієнту Na/Cl виділено зони седиментогенних розсолів, змішаного типу та вилуговування. Седиментогенні розсоли поширені в північно-західній та південно-східній частинах досліджуваної території, значення коефіцієнту змінюються від 0,46 до 0,79. Розсоли змішаного типу поширені в напрямку з південного-заходу на північний схід, значення коефіцієнту змінюються від 0,80 до 0,89. Розсоли вилуговування поширені локально і приурочені до соляних штоків, значення коефіцієнту Na/Cl змінюється від 0,94 до 1,09.

Таким чином, порушення геохімічної рівноваги в системі «флюїд (розсіл)–порода» відбувається в результаті надходження розсолів різного генезису в під- та навколосольові відклади: активізуються процеси дифузії, розчинення, вилуговування, осадження, іонного обміну, що призводить до перетворення мінерального складу порід із виходом у підземні води одних речовин і виведенням інших з водних розчинів та ін. Сукупність перерахованих вище процесів на фоні мінливого літологічного складу вмшуючих порід та активного прояву галотектокінезу обумовлює невитриманість хімічного складу підземних вод по площі і в розрізі.

Література

1. Айзенберг, Д. Е. Геология и нефтегазоносность Днепро-Донецкой впадины [Текст] / Д. Е. Айзенберг, О. И. Берченко, Н. Е. Бражникова и др. – К.: Наук. думка, 1988. – 148 с.
2. Стадніченко, С. М. Особливості катагенезу в осадових басейнах, що містять галогенні формації [Текст] / С. М. Стадніченко // Збірка наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – 2010. – Вип. 3. – С. 112–121.
3. Гуцало, Л. К. Общие региональные геохимические особенности подземных вод Днепро-Донецкой впадины [Текст] / Л. К. Гуцало, В. А. Кри-

вошия // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1969. – № 19. – С. 75–87.

4. Бабинец, А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы [Текст] / А. Е. Бабинец. – К.: Наук. думка, 1961. – 377 с.

5. Колодий, В. В. Подземные воды нефтегазоносных провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти (на примере Юга Советского Союза) [Текст] / В. В. Колодий. – К.: Наук. думка, 1983. – 248 с.

6. Шварцев, С. Л. Геологическая система водопорода [Текст] / С. Л. Шварцев // Вестник Российской Академии Наук. – 1997. – Т. 67, № 6. – С. 518–524.

7. Алексеев, В. А. Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода. Т. 1. Система водопорода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование [Текст] / В. А. Алексеев, Б. Н. Рыженко, С. Л. Шварцев и др. – Н.: Изд-во СО РАН, 2005. – 244 с.

8. Gavrieli, I. The sulfur system in anoxic subsurface brines and its implication in brine evolutionary pathways: the Ca-Cl brines in the Dead Sea area [Text] / I. Gavrieli, Y. Yechieli, L. Halicz / Earth and Planetary Science Letters. – 2001. – Vol. 186, Issue 2. – P. 199–213. doi: [10.1016/S0012-821X\(01\)00247-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00247-3)

9. Bein, A. Origin, distribution and movement of brine in the Permian Basin (USA) – A model for displacement of connate brine [Text] / A. Bein, A. Dutton // Geological Society of America Bulletin. – 1993. – Vol. 105, Issue 6. – P. 695–707. doi: [10.1130/0016-7606\(1993\)105<0695:odamob>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0695:odamob>2.3.co;2)

10. Stueber, A. M. Origin and chemical evolution of formation waters from Silurian-Devonian strata in the Illinois basin, USA [Text] / A. M. Stueber, L. M. Walter // Geochimica et cosmochimica acta. – 1991. – Vol. 55, Issue 1. – P. 309–323. doi: [10.1016/0016-7037\(91\)90420-a](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90420-a)

11. Япаскерт, О. В. Аспекты теории постседиментационного литогенеза [Текст] / О. В. Япаскерт // Литосфера. – 2005. – № 3. – С. 3–30.

12. Spencer, R. J. Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, western Canada sedimentary basin. Original Research Article [Text] / R. J. Spencer // Applied Geochemistry. – 1987. – Vol. 2, Issue 4. – P. 373–384. doi: [10.1016/0883-2927\(87\)90022-9](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90022-9)

13. Шестопалов, В. М. Формування мінеральних вод України [Текст] / В. М. Шестопалов, Г. М. Негода, Н. П. Моїсєєва – К.: Наук. думка, 2009. – 312 с.

References

1. Ayzenberg, D. Ye., Berchenko, O. I., Brazhnikova, N. E. (1988). Geologiya i neftegazonosnost Dneprovsko-Donetskoy vpadiny [Geology and oil and gas potential of the Dnieper-Donets basin]. Naukova dumka, Kyiv, Ukraine, 148.
2. Stadnichenko, S. M. (2010). Osoblivosts katagenezu v osadovih baseynah, scho mistyat galogeni formatsyi [Features of katagenesis in sedimentary basins containing halogen formations]. Collection of scientific works of Institute of geological science NAS of Ukraine, Kyiv, 112–121.
3. Gutsalo, L. K., Krivoshiya, V. A. (1969). Obshchiye regionalnye geokhimicheskiye osobennosti podzemnykh vod Dneprovsko-Donetskoy vpadiny [General regional geochemical characteristics of groundwater of Dnieper-Donets basin]. Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, Kyiv, Ukraine, 75–87.
4. Babinets, A. E. (1961). Podzemnye vody yugo-zapada Russkoy platformy [Groundwater of the southwest Russian Platform]. Naukova dumka, Kyiv, Ukraine, 377.
5. Kolody, V. V. (1983). Podzemnye vody neftegazonosnykh provintsiy i ikh rol v migratsii i akumulatsii nefii (na primere Yuga Sovetskogo Soyuz) [Groundwater potential provinces and their role in oil migration and

accumulation (on the example of the South Soviet Union)]. Naukova dumka, Kyiv, Ukraine, 248.

6. Shvartsev, S. L. (1997). Geologicheskaya sistema voda-poroda [Geological system water-rock]. Bulletin of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 67 (6), 518–524.

7. Alekseyev, V. A., Ryzhenko, B. N., Shvartsev, S. L. et al. (2005). Geologicheskaya evolyutsiya i samoorganizatsiya sistemy voda-poroda. T.1. Sistema voda-poroda v zemnoy kore: vzaimodeystviye, kinetika, ravnovesiye, modelirovaniye [Geological evolution and formation of water-rock system. V.1. The system of water-rock in the crust: interaction, kinetics, equilibrium modeling]. Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia, 244.

8. Gavrieli, I., Yechieli, Y., Halicz, L. (2001). The sulfur system in anoxic subsurface brines and its implication in brine evolutionary pathways: the Ca-Cl brines in the Dead Sea area. Earth and Planetary Science Letters, 186 (2), 199–213. doi: [10.1016/S0012-821X\(01\)00247-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00247-3)

9. Bein, A., Dutton, A. (1993). Origin, distribution and movement of brine in the Permian Basin (USA) – A model for

displacement of connate brine. Geological Society of American Bulletin, 105 (6), 695–707. doi: [10.1130/0016-7606\(1993\)105<0695:odamob>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<0695:odamob>2.3.co;2)

10. Stueber, A. M., Walter, L. M. (1991). Origin and chemical evolution of formation waters from Sillurian-Devonian strata in the Illinois basin, USA. Geochimica et cosmochimica acta, 55 (1), 309–323. doi: [10.1016/0016-7037\(91\)90420-a](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90420-a)

11. Yapaskurt, O. V. (2005). Aspekty teorii postsedimentatsionnogo litogeneza [Aspects of the postsedimentary lithogenesis theory]. Litosfera, Moscow, Russia, 3, 3–30.

12. Spencer, R. J. (1987). Origin of Ca-Cl brines in Devonian formations, western Canada sedimentary basin. Original Research Article. Applied Geochemistry, 2 (4), 373–384. doi: [10.1016/0883-2927\(87\)90022-9](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90022-9)

13. Shestopalov, V. M., Negoda, G. M., Moiseeva, N. P. (2009). Formuvannya mineralnih vod Ukraini [Formation of mineral waters of Ukraine]. Naukova dumka, Kyiv, Ukraine, 312.

*Рекомендовано до публікації д-р геол. наук Сухоребрий А. О.
Дата надходження рукопису 19.11.2014*

Стадніченко Світлана Миколаївна, кандидат геологічних наук, науковий співробітник, Лабораторія фізичних методів досліджень, Інститут геологічних наук НАН України, вул. О. Гончара, 55-б, м. Київ, Україна, 02054

E-mail: stadnik_sm@ukr.net

Сюмар Наталья Петрівна, молодший науковий співробітник, Лабораторія фізичних методів досліджень, Інститут геологічних наук НАН України, вул. О. Гончара, 55-б, м. Київ, Україна, 02054

E-mail: siumar@meta.ua

УДК 553.98

DOI: 10.15587/2313-8416.2014.32911

ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОПЕРЕДЖЕННЯ ОБВОДНЕННЯ ГАЗОКОНДЕНСАТНИХ ПОКЛАДІВ

© Н. В. Сіра

Для попередження обводнення газоконденсатних родовищ встановлена залежність між вмістом азоту і етану у складі водорозчинних газів, змінами їх концентрацій у складі вільних газів у процесі розробки та геологічними особливостями покладів. Підтверджена доцільність використання графоаналітичної дослідно-промислової методики контролю за початком обводнення з використанням азоту як основного індикатора і етану як допоміжного

Ключові слова: водорозчинні гази, азот, етан, фільтраційно-ємнісні властивості, обводнення, графоаналітична методика

In order to prevent inundation of gas condensate fields the authors have derived a correlation between nitrogen and ethane content in water-soluble gases, changes in their concentration in free gases in the process of exploration, and geological peculiarities of deposits. The authors prove practicability of application of the pilot graph-analytic method of control over early inundation, using nitrogen as the main indicator and ethane as additional one

Keywords: water-soluble gases, nitrogen, ethane, filtration-volumetric properties, inundation, graph-analytic method

1. Вступ

Дослідженню процесів обводнення вуглеводневих покладів в залежності від їх геолого-промислових умов розробки та складу нафти, газу, конденсату, пластових вод і виявленню закономірностей у змінах їх фізико-хімічних властивостей та концентрацій присвячена значна

кількість досліджень. Велика частина з них стосується прогнозу переміщення контурів нафтобазоносності та обводнення покладів вуглеводнів під час розробки родовищ. Основним, в більшості випадків, є контроль за динамікою кількісного та якісного складу газів і рідин, які виносяться на поверхню, і порівняння параметрів початкового «фону» системи з