

УДК [553.98+556.3](447.8)

Галина МЕДВІДЬ

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

**ПАЛЕОГІДРОГЕОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА МІОЦЕНУ
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ
ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ**

Виокремлено сім гідрогеологічних циклів у палеогідрогеологічному розвитку північно-західної частини Зовнішньої зони. З допомогою методики палеогідродинамічних реконструкцій проведено розрахунок показників інтенсивності водообміну на елізійному та інфільтраційному етапах баден-сарматського гідрогеологічного циклу. Встановлено переважаючі інтенсивності елізійного водообміну над інфільтраційним, що вважається сприятливими умовами для збереження вуглеводневих покладів.

На основі аналізу величини показників водообмінів зроблено висновок, що з зануренням осадових товщ на глибину водонапірна система міоценових відкладів північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину переходить від зони інтенсивного водообміну до зон утрудненого та вельми утрудненого. Це вказує на утрудненість гідродинамічного зв'язку поверхневих і неглибоко циркулюючих підземних вод з глибинними водами водонапірних нафтогазоносних систем і, як наслідок, незначний вплив сучасної інфільтраційної водонапірної системи на процеси руйнування покладів вуглеводнів.

Ключові слова: палеогідрогеологія, гідрогеологічний цикл, показник водообміну, інтенсивність водообміну, осадові товщі, підземні води.

Вступ. Під час оцінки перспектив нафтогазоносності особливе місце займають гідрогеологічні методи. Одним з перспективних напрямів у нафтогазовій гідрогеології є палеогідрогеологія, що вивчає давні гідрогеологічні умови і їхній розвиток упродовж геологічного часу. Завданням палеогідрогеологічних досліджень є відтворення гідрогеологічної історії району, басейну, стратиграфічного або водоносного комплексу. Змістом гідрогеологічної історії є процеси утворення і переміщення інфільтраційних, седиментогенних і ендогенних підземних вод, формування підземних вод складного походження і інші процеси, які частково переплітаються, частково чергуються у часі (геологічна діяльність підземних вод і т. п.). Палеогідрогеологічні дослідження мають суттєве значення для вивчення геологічної діяльності літосферних вод, виявлення гідрогеологічних умов формування, збереження і руйнування родовищ корисних копалин, зокрема нафти і газу, давніх геологічних епох.

© Галина Медвідь, 2018

ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2018. № 3–4 (176–177)

З допомогою палеогідрогеологічних методів можна відтворити гідрогеодинамічні, гідрогеохімічні і гідрогеотермічні умови, що існували на різних етапах гідрогеологічної історії формування осадових басейнів, у яких проходили процеси нафтогазоутворення, нафтогазонагромадження і нафтогазоруйнування.

Мета роботи – вивчити палеогідрогеологічні умови нагромадження та літифікації міоценових (баден-сарматських) товщ північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину та оцінити інтенсивність гідрогеодинамічних процесів, що при цьому відбувалися.

Методи дослідження. Застосовано метод палеогідрогеологічного аналізу та методику розрахунку показників інтенсивності водообміну на елізійному (ПШВ) та інфільтраційному (ПШВ) етапах гідрогеологічної історії міоценових товщ північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Аналіз попередніх досліджень. Великий вклад у розвиток палеогідрогеології внесли П. М. Чирвінський, К. І. Маков, А. Н. Семихатов, С. А. Шагоянц, А. М. Овчінніков, М. С. Бурштар, І. В. Машков, А. А. Карцев, С. Б. Вагін, Г. П. Якобсон, В. М. Шестопапов, В. В. Колодій та багато інших.

П. М. Чирвінський (Чирвинский, 1933) обґрунтував поняття про палеогідрогеологію, під якою розумів роль підземних вод в утворенні епігенетичних рудних родовищ (жильних і метасоматичних) і вторинних гідрогеохімічних процесів протягом давніх геологічних періодів.

К. І. Маков (Маков, 1939) вказував на необхідність вивчення історичної гідрогеології під час дослідження генези підземних вод. Аналізуючи хімічний склад підземних вод Причорноморської западини, він дійшов висновку, що високометаморфізовані солянки, виявлені в її осьовій частині, є водами давніх морів, а на бортах западини розповсюджені древні інфільтрогенні води, які були накопичені і поховані, головним чином, в епохи висхідних епейрогенних рухів упродовж геологічної історії Причорномор'я.

А. Н. Семихатов (Семихатов, 1947) ввів у літературу поняття про гідрогеологічний цикл. Він встановив повторюваність (циклічність) гідрогеологічних процесів, яка полягала в нагромадженні морських вод у відкладах, а потім заміні їх прісними водами під час регресії моря і дренажу водоносних горизонтів. Слід зазначити, що елізійний етап гідрогеологічного циклу, тобто період накопичення морських вод у товщі осадів, дослідник не враховував і виключав з гідрогеологічного циклу, хоча цілком очевидно, що формування підземних вод будь-якої водоносної товщі починається саме з нагромадження седиментаційних вод.

Під водонапірною системою А. М. Овчінніков (Овчинников, 1961) розуміє великі більш-менш чітко оконтурені басейни підземних вод, які знаходяться в найрізноманітніших геологічних умовах, і які можуть бути оконтурені, виходячи із аналізу закономірностей і поширення підземних вод, ототожнюючи тим самим водонапірну систему з водоносним артезіанським басейном.

У результаті досліджень у Передкавказзі і Західному Прикаспії А. А. Карцев і С. Б. Вагін (Карцев, Вагін, 1962) розробили методику палеогідрогеологічних досліджень та запропонували формули, що дали змогу судити про хід формування підземних вод у товщі осадів і підійти до кількісної оцінки процесів нафтогазоутворення і нафтогазонагромадження.

Беручи до уваги методичні прийоми М. С. Бурштара та І. В. Машкова (1963), С. Б. Вагін, А. А. Карцев, і Я. А. Ходжакулєв (Вагін и др., 1964) запропонували палеогідрогеологічні схеми з виокремленням на них палеоп'єзомінімумів і палеоп'єзомаксимумів, що якісно характеризували напрямки руху седиментогенних вод з розчиненими в них вуглеводнями.

С. А. Шагоянц (1949) уперше склав палеогідрогеологічні схеми для різних горизонтів мезо-кайнозойських порід передгірських районів Північного Кавказу. Седиментаційні води, на його думку, відіграють важливу роль і в подальшому існуванні водоносних комплексів, а в період континентальної перерви (чи інфільтраційного етапу) може відбутися часткове чи повне заміщення морських вод прісними поверхневими, залежно від тривалості інфільтрації, інтенсивності водообміну та ін.

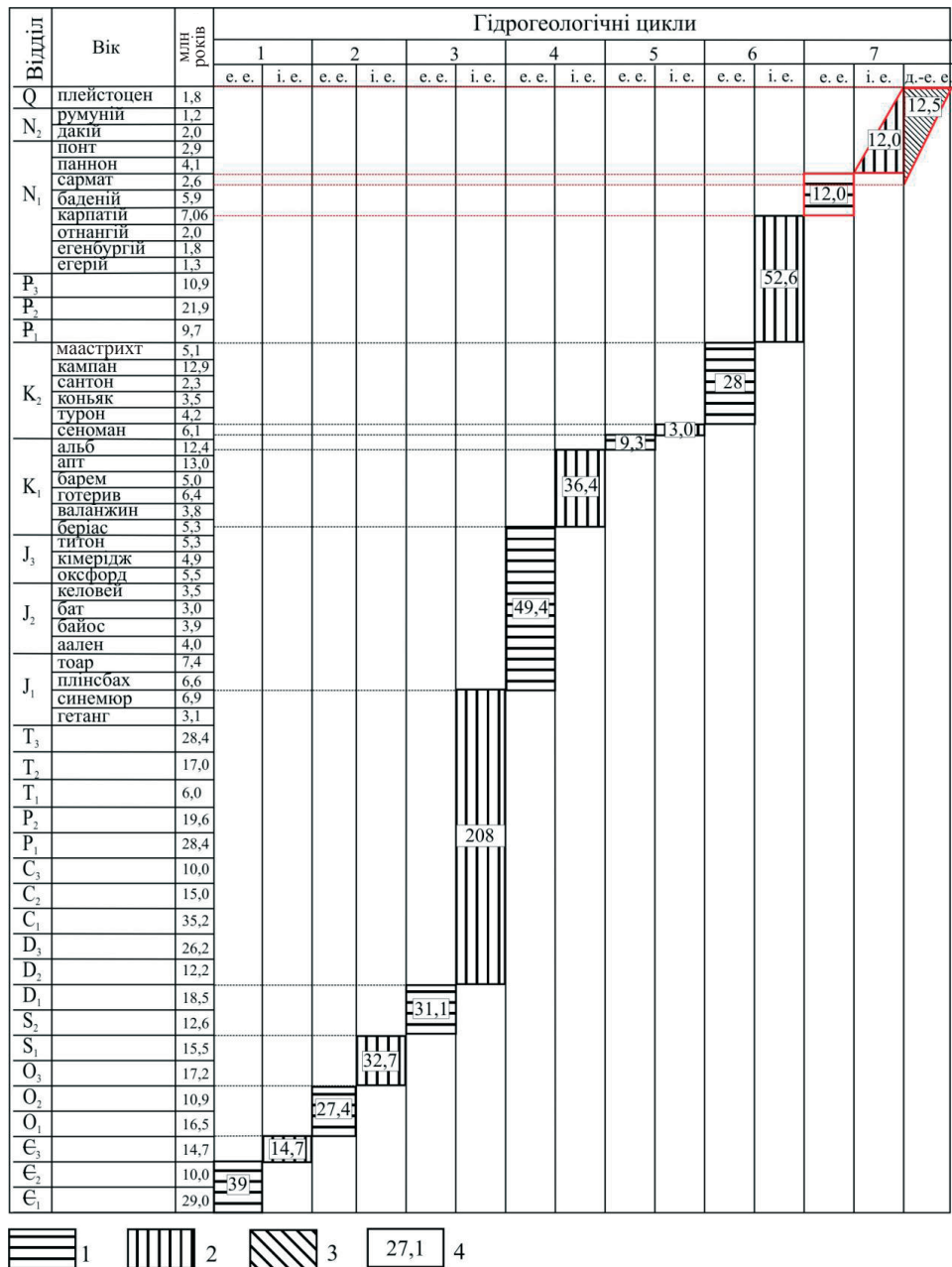
А. А. Карцев пропонує розмежовувати системи підземних вод на ґрунтові геогідродинамічні системи, утворені ґрунтовими і близькими до них за типом водами з вільною поверхнею, і природні водонапірні системи (Карцев, 1972). Він також розробив методику реконструкції гідрогеологічних умов на елізійних етапах, що базується на урахуванні ущільнення порід з глибиною їхнього занурення. Розрахунок палеонапорів в елізійній системі проводиться на основі визначення об'ємів відтиснутих вод із ущільнених глинистих порід, що надходять в колекторські товщі. Уперше подібні розрахунки та побудовані схематичні карти гідроізоп'єз були зроблені авторами (Карцев и др., 1986).

В. В. Колодій (Колодій, 1969; Колодій, Кудельский, 1972) вивчав гідрогеологічні і палеогідродинамічні умови у пліоценових відкладах Західно-Туркменської западини. Детально аналізуючи фактичні дані, він склав серію палеогідродинамічних схем і переконливо довів існування в межах Західно-Туркменської западини сучасної елізійної (седиментаційної) водонапірної системи. Такі самі дослідження він провів для Дніпровсько-Донецької западини (Колодій, 1972).

Подальший розвиток та удосконалення методик палеогідрогеологічних досліджень з застосуванням сучасних графічних та комп'ютерних методів обробки матеріалу освітлено в праці А. А. Карцева та його послідовників (Нефтегазовая гидрогеология, 2001). Методику палеогідрогеологічних реконструкцій застосовано при вивченні процесів літифікації міоценових осадових товщ північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (Paleohydrodynamic reconstruction..., 2006: Медвідь, 2011).

Результати досліджень. Вивчення історії формування осадових товщ району досліджень та зіставлення фактичного геологічного розрізу Зовнішньої зони Передкарпатського прогину з абсолютною стратиграфічною шкалою ("A Geologic Time Scale 2004" by F. M. Gradstein, J. G. Ogg, A. G. Smith et al. (2004)) дає можливість виділити сім гідрогеологічних циклів у палеогідрогеологічному розвитку північно-західної частини Зовнішньої зони (рис. 1).

Починаючи від кембрійської системи, елізійний етап першого циклу започаткувався седиментогенезом флішоподібних і глинистих товщ в умовах відкритого глибоководного моря нормальної солоності. Тривалість етапу становила 39 млн років. Інфільтраційний етап мав місце у пізньому кембрії і тривав 14,7 млн років.



Історико-гідрогеологічний графік водонапірного суббасейну північно-західної частини Зовнішньої зони (склала Г. Б. Медвідь):

1 – елізійний етап; 2 – інфільтраційний етап; 3 – динамо-елізійний етап; 4 – тривалість етапу

Елізійний етап другого гідрогеологічного циклу мав місце у ранньому–середньому ордовіку (27,4 млн років), протягом якого нагромадилися потужні глинисті утворення. Седиментогенез проходив також в умовах відкритого моря.

З пізньоордовіцькою–ранньосилурійською регресією моря пов'язаний інфільтраційний етап цього гідрогеологічного циклу.

На седиментогенез верхньосилурійських–нижньодевонських утворень припадає елізійний етап третього гідрогеологічного циклу, який тривав 31,1 млн років. Верхньосилурійські утворення (поліфаціальна карбонатно-теригенна товща з прошарками пісковиків) відклалися в умовах відкритого моря. Дельтові утворення нижнього девону вказують на значне опріснення прибережних ділянок басейну седиментації. Інфільтраційний етап цього гідрогеологічного циклу розпочався у ранньому девоні і тривав аж до тоару (рання юра). Його загальна тривалість перевищила 208 млн років.

Елізійний етап четвертого гідрогеологічного циклу (див. рисунок) започаткувався осадоагромадженням лагунно-континентальних та прибережно-морських (значно опріснені води) формацій і тривав 49,4 млн років. Наявність сульфатних утворень вказує на неглибокий закритий басейн седиментації лагунного типу, який сягав гіпсової стадії згущення (мініралізація води перевищувала 131 г/л). Протягом оксфорду–кімериджу солоність басейну седиментації змінилася на нормальну.

Далі мав місце інфільтраційний етап четвертого гідрогеологічного циклу, що тривав упродовж беріас–альбського віків (36,4 млн років).

Короткий гідрогеологічний цикл проявлявся на межі ранньої–пізньої крейди, елізійний етап якої характеризувався седиментогенезом в умовах відкритого моря нормальної солоності (9,3 млн років) та наступним інфільтраційним етапом, що тривав 3 млн років.

З турону розпочався елізійний етап шостого гідрогеологічного циклу (28 млн років), який продовжувався до кінця маастрихту (K₂) і відзначився седиментогенезом вапнистого матеріалу з прошарками пісковиків і алевролітів із захопленням морських вод нормальної солоності.

Інфільтраційний етап цього циклу, на відміну від елізійного, був набагато тривалішим (52,6 млн років) і охоплював весь палеоген та ранній міоцен.

Елізійний етап останнього, сьомого, гідрогеологічного циклу почався з карпатію і тривав до кінця сармату (12 млн років). Моласова формація карпатійських відкладів вказує на прибережно-морські опріснені умови седиментації. Ранньобаденійський морський басейн характеризувався глибоководними умовами нормальної солоності. Наявність гіпсоангідритових утворень тираської світи середнього бадену вказує на мілководний засолений (> 131 ‰) басейн лагунного типу. Літолого-фауністична характеристики верхнього бадену показує глибоководні умови седиментації відкритого морського басейну із захопленням вод нормальної солоності. Басейн осадоагромадження дашавської світи раннього сармату змінювався від глибоководного до мілководного морського з частковим його опрісненням на прибережних ділянках завдяки стоку палеорік.

У пізньосарматський час інтенсивно проявляється друга фаза Карпатської складчастості, яка викликає формування у прогині насунутих структур, складених флішем і моласами. Верхньомоласові утворення Зовнішньої зони, що опинилися під покровами Внутрішньої, зазнали впливу динамо-елізії (Гарасимчук і ін., 2004). Інфільтраційний етап сьомого гідрогеологічного циклу розпочався з панонського віку і триває дотепер.

Сумарна тривалість інфільтраційних етапів у північно-західній і центральній частинах Зовнішньої зони шести гідрогеологічних циклів від кембрію

до карпатію становить 347,4 млн років. Тривалість елізійних етапів цього ж періоду – 184,2 млн років. Відношення тривалості інфільтраційних етапів до елізійних становить 1,89. Такі ознаки вказують на значну «промитість» геологічних структур регіону. Найтривалішим та найінтенсивнішим інфільтраційним «промиттям» характеризуються інфільтраційні етапи третього (D_2 – J_1 , тривалість – 208 млн років) та шостого (P_1 – N_1 kg, тривалість – 52,6 млн років) гідрогеологічних циклів. Зокрема, значна інтенсивність та тривалість інфільтраційного етапу шостого гідрогеологічного циклу відобразилися повним розмиттям палеогенових утворень та значним розчленуванням палеорельєфу. Зрозуміло, що такі гідрогеологічні умови не сприяли збереженню вуглеводневих скупчень, якщо б такі існували на той час.

Водний баланс баден-сарматського гідрогеологічного циклу. Згідно з гідрогеологічним районуванням українського сектора Карпатської нафтогазоносною провінції, яке спирається на особливості її геологічної будови, водоносності і динаміки підземних вод, північно-західна частина Зовнішньої зони належить до водонапірного суббасейну Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (Карпатська нафтогазоносна провінція, 2004).

Притримуючись визначень А. А. Карцева (1972), В. В. Колодія і А. В. Кудельського (Колодій, Кудельський, 1972), під водонапірним басейном ми розуміємо сукупність водоносних пластів, водотривів, що їх розділяють, а також тріщинуватих зон з водами, що їх виповнюють і характеризуються спільними умовами залягання.

Водонапірна система – це сукупність водоносних пластів, водотривів і тріщинуватих зон, заповнених водою, які забезпечують існування в її надрах напорів підземних вод, що характеризуються спільністю механізму їхнього виникнення. За цією ознакою природні водонапірні системи поділяються на елізійні та інфільтраційні (Карцев, 1960). В інфільтраційних водонапірних системах напір підземних вод виникає внаслідок гідростатичного навантаження, яке створюють інфільтраційні води, що потрапляють в пластиколектори. В елізійних водонапірних системах напір створюється не тільки внаслідок витискання вод у колектори з порід, що ущільнюються, але і внаслідок ущільнення самих колекторів.

Розрахунок показників інтенсивності водообміну на елізійному (ПШВ) та інфільтраційному (ПШВ) етапах гідрогеологічної історії дозволяє визначити кількісне співвідношення підземних вод різної генези у водоносних комплексах. Методика розрахунку ПШВ базується на визначенні об'єму відтиснутих вод при компресії глинистих відкладів, віднесеного до об'єму колектора, у який надходять елізійні води. Визначення ПШВ базується на співвідношенні об'єму інфільтраційних вод, що надходять у пласт, до об'єму колектора. Враховуючи, що процес витискання седиментаційних вод інфільтрогенними досить складний і погано піддається моделюванню, такі розрахунки, незважаючи на їхній орієнтовний характер, дають основу для розшифрування процесів формування вод і з'ясування їхньої генези, особливо для водоносних комплексів зі складною гідрогеологічною історією. Вони мають суттєве значення і для розуміння процесів нафтогазоутворення і нафтогазонагромадження, а також дозволяють використовувати ці розрахунки при кількісній оцінці перспектив нафтогазоносності.

А. А. Карцев (1972) запропонував формули, за якими можна розрахувати показники інтенсивності водообміну окремо для елізійного та інфільтраційного етапів.

Показник інтенсивності елізійного водообміну (ПШЕВ) за А. А. Карцевим (1972) визначають за формулою (1):

$$\text{ПШЕВ} = \frac{V_r \Delta m_r}{V_n m_n}, \quad (1)$$

де V_r – початковий об’єм глин даного водоносного комплексу (добуток площі поширення глинистої товщі на її потужність); Δm_r – величина зміни пористості глин упродовж даного етапу; V_n – об’єм піщаних колекторів даного водоносного комплексу; m_n – пористість пісковиків (з урахуванням зміни в часі).

Проведені нами раніше просторові палеогідродинамічні реконструкції міоценових товщ північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину дали можливість використати кількісні показники об’ємів глинистих і теригенних товщ, що були розраховані при побудовах з використанням комп’ютерної програми Surfer (Палеогідродинамічні реконструкції..., 2006; Медвідь, 2011). За час від верхнього бадену до сармату тут відклалася товща порід, що становить 2214,53 км³, з яких 1877,92 км³ виповнені глинистими породами і 336,61 км³ – теригенними. Градієнт пористості глинистих порід за час дегідратації та літифікації склав 0,28, а пористість пісковиків становила в середньому 0,15 для даного регіону. Скориставшись формулою 1, показник інтенсивності елізійного водообміну для товщ косівської-дашавської світ за нашими підрахунками становить:

$$\text{ПШЕВ} = \frac{1877,92 \cdot 0,28}{336,61 \cdot 0,15} = 10,41.$$

Тобто, об’єм відтиснених з глинистих порід вод значно переважає об’єм пор теригенних колекторів, що створює умови для виникнення перепаду напорів і виникнення міграції пластових вод до областей відносних піднять, у яких напори значно менші і до яких був спрямований рух останніх.

Використовуючи показник інтенсивності елізійного водообміну, можна визначити порядок швидкостей підземних потоків на елізійних етапах гідрогеологічних циклів, за формулою А. А. Карцева:

$$u_e = \frac{R}{\frac{\tau_e}{\text{ПШЕВ}}}, \quad (2)$$

де u_e – середня швидкість підземного потоку літосферних вод протягом елізійного етапу; R – віддаль від центру басейну (тобто ділянки максимального прогинання) до краю басейну; τ_e – тривалість елізійного етапу.

Якщо прийняти, що віддаль від центру до краю ранньосарматського басейну в середньому становила 50 км, сьомий елізійний етап тривав 12,0 млн років, а показник інтенсивності елізійного водообміну за нашими розрахунками становить 10,41, то середню швидкість підземного потоку протягом баден-сарматського віку знаходимо за формулою (2):

$$u_e = \frac{50 \cdot 10^3 \cdot 10,41}{12 \cdot 10^6} = 0,043 \text{ м/рік.}$$

Накопичення міоценових молас великої потужності супроводжувалося активізацією низхідних рухів по поздовжніх регіональних розломах древнього закладання, яким є Передкарпатський розлом, а також формуванням нових поперечних та поздовжніх розломів (Крупський, 2001). Починаючи із середньосарматського віку, Зовнішня зона зазнає підняття. У пізньосарматський час інтенсивно проявляється друга фаза Карпатської складчастості, у результаті якої верхньомоласові утворення Зовнішньої зони, що опинилися під покривами Внутрішньої, зазнали впливу динамо-елізії. Такі геотектонічні процеси зумовлюють пружно-пульсаційну міграцію флюїдів розуцільненими зонами диз'юнктивних порушень.

З цього часу розпочинається інфільтраційний етап, який на території Зовнішньої зони, що знаходиться поза межами покривів, триває і дотепер. Сучасна інфільтрація в межах північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (згідно з гідрогеохімічними, газогідрогеохімічними та термобарними ознаками) триває і сягає глибини 100–200 м (Колодий, Лихоманова, 1978).

Для визначення показника інтенсивності інфільтраційного водообміну (ПІВ) використовується формула (3):

$$\text{ПІВ} = \frac{F u \tau_i}{V_n m_n}, \quad (3)$$

де F – поперечний перетин давнього потоку літосферних вод; u – швидкість цього потоку; τ_i – тривалість інфільтраційного етапу (за даними абсолютної геохронології).

Орієнтовно швидкість давнього потоку літосферних вод можна визначити, використовуючи аналіз перепаду напорів, які виявлені за даними про гіпсометричне положення області живлення і зони розвантаження (користуються схемою гідрогеодинамічних умов для інфільтраційного етапу, палеогідрогеодинамічними профільними розрізами і т. п.). Якщо ці дані відсутні, то можна скористатися величинами швидкостей руху в аналогічних сучасних гідрогеологічних басейнах. У нашому випадку зі складною структурно-тектонічною будовою регіону на сучасному етапі і, відповідно, певними труднощами в аналізі перепаду напорів між областями живлення і розвантаження, швидкість давнього потоку літосферних вод візьмемо за аналогією з рівнинним гідрогеологічним басейном, що має внутрішню зону створення напору, а це становить 0,2 м/рік. З огляду на те, що ми брали реальну швидкість руху підземних вод для рівнинного артезіанського басейну з внутрішньою зоною створення напору, у формулі ми не враховували пористість колектора, оскільки ця швидкість відповідає природним умовам руху вод через конкретне пористе середовище колектора.

Поперечний перетин потоку інфільтрації отримаємо, врахувавши, що інфільтрація поверхневих вод відбувається через піщанисті породи, які становлять для верхньодашавської підсвіти 12,5 % від площини перетину довжиною в 48 км і глибиною 200 м. Тоді згідно з формулою (3):

$$\text{ПІВ} = \frac{48000 \cdot 200 \cdot 0,125 \cdot 0,2 \cdot 12 \cdot 10^6}{336,61 \cdot 10^9} = 8,56.$$

Як бачимо, показник інтенсивності водообміну на інфільтраційному етапі баден-сарматського гідрогеологічного циклу становить близько 8,6, що менше показника інтенсивності водообміну на елізійному етапі цього ж циклу.

Розрахунок показників елізійного водообміну водоносних комплексів північно-західної частини Зовнішньої зони

Назва водоносного комплексу (внк)	Розрахункові параметри	на кінець відкладення верхньобаденського внк	на кінець відкладення нижньодашавського внк	на кінець відкладення верхньодашавського внк	на сучасному етапі
верхньо-баденський	Середня глибина опускання, м	490	5590	7690	
	Коеф. пористості на поч. етапу	0,40	0,23	0,16	0,11
	Те ж на кінець етапу	0,23	0,16	0,11	0,10
	Гradient пористості	0,17	0,07	0,05	0,01
	Об'єм глинистих товщ, км ³	205,31	135,93	120,93	119,72
	Об'єм віджатої води, км ³	34,90	9,52	6,05	1,19
	Об'єм пор колекторів, км ³	19,50	12,91	11,49	11,30
Показник водообміну		1,79	0,74	0,53	0,10
нижньо-дашавський	Середня глибина опускання, м		2550	4650	
	Коеф. пористості на поч. етапу		0,40	0,24	0,14
	Те ж на кінець етапу		0,24	0,16	0,13
	Гradient пористості		0,16	0,10	0,01
	Об'єм глинистих товщ, км ³		1280,32	866,86	858,19
	Об'єм віджатої води, км ³		204,85	86,67	8,58
	Об'єм пор колекторів, км ³		300,88	203,71	201,67
Показник водообміну		0,68	0,43	0,04	0,04
верхньо-дашавський	Середня глибина опускання, м			1050	
	Коеф. пористості на поч. етапу			0,40	0,15
	Те ж на кінець етапу			0,15	0,12
	Гradient пористості			0,25	0,03
	Об'єм глинистих товщ, км ³			728,64	618,54
	Об'єм віджатої води, км ³			182,16	18,56
	Об'єм пор колекторів, км ³			91,80	77,32
Показник водообміну			1,98	0,24	0,24

Сприятливими умовами для збереження вуглеводневих покладів вважають переважання тривалості та інтенсивності елізійного водообміну над інфільтраційним на минулих етапах гідрогеологічного розвитку водонапірного басейну чи водоносного комплексу.

Виокремлення гідродинамічних зон проводиться на основі аналізу величини показника водообміну (Колодий, Кудельский, 1972), який для елізійного етапу визначають за формулою:

$$N = \frac{V_e}{V_n}, \quad (4)$$

де N – показник водообміну; V_e – об'єм відтисненої при ущільненні води, км^3 ; V_n – об'єм порового простору колекторів, км^3 .

У межах водонапірних систем прийнято виділяти зони різної інтенсивності водообміну – активного (вільного) ($N > 1$), утрудненого ($N \div 1 - 0,1$), вельми утрудненого ($N \div 0,1 - 0,01$) і квазізастійного (стагнаційного) ($N \div 0,1 - 0,01$).

Скориставшись розрахунками, проведеними для палеогідродинамічних реконструкцій міоценових товщ північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, використовуємо кількісні показники об'ємів глинистих і теригенних товщ та зміну їхньої пористості з глибиною (Палеогідродинамічні реконструкції... , 2006; Медвідь, 2011). Згідно з формулою (4), нами обчислено показники водообмінів для елізійного етапу баден-сарматського гідрогеологічного циклу, причому для відкладів косівської світи, нижньо- та верхньодашавської підсвіт. Як видно з таблиці, з зануренням осадових товщ на глибину водонапірна система міоценових відкладів північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину переходить від зони інтенсивного водообміну до зон утрудненого та вельми утрудненого.

Тобто, створюються необхідні умови для збереження покладів. Так, для верхньобаденського водоносного комплексу показник елізійного водообміну в геологічній ретроспективі змінювався (від–до): $1,79 > 0,74 > 0,53 > 0,10$; для нижньодашавського – $0,68 > 0,43 > 0,04$; для верхньодашавського – $1,98 > 0,24$.

Висновки. Показник інтенсивності елізійного водообміну для товщ косівської-дашавської світ за нашими підрахунками становить 10,41; інфільтраційного – 8,56. Таким чином, за час існування інфільтраційного етапу розвитку в межах північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину могло б відбутися восьмикратне оновлення підземних вод. Однак попередня історія розвитку даної водонапірної системи (переважання інтенсивності елізійного водообміну над інфільтраційним, перехід за час існування елізійного етапу від зони інтенсивного водообміну до зон утрудненого та вельми утрудненого, а також структурно-блокова будова Зовнішньої зони, викликана одночасністю процесів тектогенезу і седиментогенезу) вказує на утрудненість гідродинамічного зв'язку поверхневих і неглибоко циркулюючих підземних вод з глибинними водами водонапірних нафтогазоносних систем і, як наслідок, незначний вплив сучасної інфільтраційної водонапірної системи на процеси руйнування покладів вуглеводнів. А існування на великих глибинах водонапірної системи північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину зон утрудненого та вельми утрудненого водообміну за наявності пластів-колекторів і структурно-тектонічних пасток створює необхідні умови для формування та збереження покладів вуглеводнів.

- Буритар М. С., Маишков И. В.* Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. – М. : Гостоптехиздат, 1963. – 266 с.
- Вагин С. Б.* Палеогидрогеологические реконструкции при поисках залежей углеводородов : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – М., 1988. – 37 с.
- Вагин С. Б., Карцев А. А., Ходжакулиев Я. А.* Палеогидрогеологические условия нефтегазонакопления в мезозойских отложениях эпигерцинской платформы Запада Средней Азии // Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии. – 1964. – № 6. – С. 68–75.
- Гарасимчук В. Ю., Колодій В. В., Кулинич О. В.* Генеза висококонтрованих солянок піднасувних відкладів південно-східної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 4. – С. 105–119.
- Карпатська нафтогазоносна провінція* / В. В. Колодій, Г. Ю. Бойко, Л. Т. Бойчевська та ін. – Л. ; К. : Укр. вид. центр, 2004. – 390 с.
- Карцев А. А.* Принципы и пути палеогидрогеологических исследований // Проблемы гидрогеологии. – М. : Гостоптехиздат, 1960. – С. 78–83.
- Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. – М. : Недра, 1972. – 280 с.
- Карцев А. А., Вагин С. Б.* Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья) // Сов. геология. – 1962. – № 8. – С. 104–121.
- Карцев А. А., Вагин С. Б., Матусевич В. М.* Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов. – М. : Недра, 1986. – 224 с.
- Колодій В. В.* Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. – М. : Недра, 1969. – 199 с.
- Колодій В. В., Кудельский А. В.* Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. – Киев : Наук. думка, 1972. – 204 с.
- Колодій В. В., Лихоманова И. Н.* Термобарические аспекты нефтегазоносности водонапорных систем Предкарпатского прогиба // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1978. – № 51. – С. 6–12.
- Колодій В. В.* Палеогідрогеологічна характеристика Дніпровсько-Донецької западини в зв'язку з її нафтогазоносністю // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1972. – Вип. 30. – С. 9–16.
- Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – К. : УкрДГРІ, 2001. – 144 с.
- Маков К. И.* К вопросу о гидрогеологической истории подземных вод Причерноморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1939. – № 6. – С. 88–93.
- Медвідь Г. Б.* Палеогідродинамічний чинник у процесі формування покладів вуглеводнів у межах північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину // Геодинаміка. – Л. : Вид-во Львів. політехніки, 2011. – С. 199–201.
- Нефтегазовая гидрогеология* / А. А. Карцев, С. Б. Вагин, В. П. Шугрин, Ю. И. Брагин. – М. : Нефть и газ, 2001. – 285 с.
- Овчинников А. М.* Водоносные системы земной коры // Известия ВУЗ. Сер. Геология и разведка. – 1961. – № 8. – С. 86.
- Палеогідродинамічні реконструкції північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину в контексті проблеми нафтогазоносності* / Г. Б. Медвідь, М. І. Спринський, В. В. Колодій та ін. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2006. – № 2. – С. 20–32.
- Семихатов А. Н.* О гидрогеологических циклах // Докл. АН СССР. – 1947. – Т. 56. – № 6. – С. 629–630.
- Чирвинский П. Н.* Палеогидрогеология // Проблемы сов. геологии. – 1933. – № 8. – С. 16–32.

Шагоянец С. А. Палеогидрогеологическая схема формирования подземных вод Центральной и Восточной частей Северного Кавказа // Тр. лаб. гидрогеол. проблем. – М. : Изд-во АН СССР, 1949. – Т. 6. – С. 33–45.

Paleohydrodynamic reconstruction of north-western part of the outer zone of the Carpathian foredeep in connection with oil and gas presence / H. Medvid, M. Sprynskyu, V. Kolodiy et al. // Proc. XVIIIth Congr. of the Carpathian-Balkan Geol. Assoc. (September 3–6, 2006). – Belgrade, Serbia. – P. 356–359.

Стаття надійшла
20.09.2018

Halyna MEDVID

**PALEOHYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS
OF THE MIOCENE SERIES OF THE NORTH-WESTERN PART
OF THE OUTER ZONE OF THE CARPATHIAN FOREDEEP**

The paleohydrogeological conditions of accumulation and lithification of the Miocene strata of the north-western part of the Outer zone of the Precarpathian deep are studied and the intensity of the hydrodynamic processes taking place in this case is estimated.

Seven hydrogeological cycles have been identified in the paleohydrogeological development of the north-western part of the Outer zone. The total duration of infiltration stages in the north-west and central part of the Outer zone of the six hydrogeological cycles from Cambrian to Carpathian is 347.4 million years. The duration of the exfiltration stages of the same period is 184.2 million years. The ratio of the duration of the infiltration stages to the elimination is 1.89. Such signs indicate a significant “wash-off” of the geological structures of the region. The subject of our detailed study was the last, seventh hydrogeological cycle, which began with Carpathian and continues up to the present.

Using the method of paleohydrodynamic reconstructions, the calculation of water exchange intensity indices at the exfiltration and infiltration stages of the Baden-Sarmatian hydrogeological cycle was carried out. The predominance of the intensity of the exfiltration water exchange over the infiltration is established, which is considered favourable conditions for the preservation of hydrocarbon deposits.

The water balance of the Baden-Sarmatian hydrogeological cycle is calculated. Using the calculations carried out earlier for paleohydrodynamic reconstruction, the water exchange indices for the exfiltration phase of the Baden-Sarmatian hydrogeological cycle were calculated, and for the deposits of the Kosiv suite, the Lower and Upper Dashava undersuite.

On the basis of the analysis of the values of water exchange indices, it was concluded that with the immersion of sedimentary layers at a depth, the water pressure system of the Miocene deposits of the north-western part of the Outer zone of the Precarpathian deep passes from the zone of intensive water exchange to the zones of difficult and very difficult one. This indicates the difficulty of the hydrodynamic connection of surface and shallow circulating groundwater with the deep waters of water pressure oil and gas bearing systems and, as a consequence, the insignificant influence of the modern infiltration water pressure system on the processes of destruction of hydrocarbon deposits. The existence of the difficult and very difficult water exchange zones at the large depths of the water pressure system of the north-western part of the Outer zone of the Precarpathian deep with the presence of reservoir layers and structural and tectonic traps together creates the necessary conditions for the formation and conservation of hydrocarbon deposits.