

УДК 556.3

ПРОБЛЕМА ОХОРОНИ ВОДНИХ РЕСУРСІВ ЛЬВІВЩИНИ

В. Харкевич¹, Я. Місюра²

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
геологічний факультет, кафедра екологічної та інженерної геології і гідрогеології,
вулиця Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна,
e-mail: admingeo@franko.lviv.ua

²Львівське відділення Українського державного геологорозвідувального інституту,
вулиця Пасічна, 38а, 79038, Львів, Україна,
e-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua

Узагальнено і схарактеризовано основні джерела живлення артезіанських покладів підземних вод, до яких належать: а) джерела живлення, розташовані у вищій частині місцевості; б) річкове живлення, яке проходить по зонах тріщинуватості; в) живлення, яке відбувається по глибинних розломах. Описано суть захисту водних родовищ від забруднення.

Ключові слова: зона живлення, забруднення, вода, охорона, водний горизонт.

Проблема якісної питної води була важливою завжди, її актуальність тепер – у період великого техногенного впливу на природу – не викликає жодних заперечень. У нас питання питної води не одноразово порушували як на локальному (що стосується Львівської обл.), так і на регіональному (в Україні загалом) рівнях. У населених пунктах Львівщини люди вже давно споживають воду з підвищеним вмістом нітратів. Якість водопровідної води Львова теж повинна були ліпшою.

Погана якість водопровідної води спонукає багатьох людей шукати альтернативу. Чимало львів'ян використовує для харчових потреб привозну воду в цистернах, дехто споживає воду з колодязів та джерел, наявних у місті та на його околицях. На жаль, і ця вода не завжди відповідає вимогам і стандартам, запровадженим в Україні, а якість її надалі погіршується.

То чому ж у нас така погана ситуація з водою? Загальновідомо, що внаслідок випадання атмосферних опадів формуються поклади підземних вод. Однак саме від того, як відбувається живлення водоносних горизонтів, залежить якість підземних вод [13].

Є три види живлення артезіанських підземних водоносних горизонтів: а) живлення, що відбувається у привододільній (вищій у рельєфі) частині місцевості; б) річкове живлення, яке проходить по зонах тріщинуватості; в) живлення, яке відбувається по глибинних розломах.

У першому випадку формування хімічного складу підземних вод відбувається внаслідок взаємодії води атмосферних опадів з водовмісними породами на всьому шляху фільтрації від поверхні (процес вилуговування). Висока якість питних підземних вод буде в тому випадку, коли в зоні живлення водозаборів, які експлуатують, нема джерел

забруднення, наприклад, коли зона живлення розташована в лісі. Якщо ж у зоні живлення водозаборів наявні джерела забруднення, наприклад, сміттєзвалища, гноєсховища, шламосховища тощо, то атмосферні опади вимиватимуть шкідливі речовини, які, як наслідок, потраплятимуть у підземні води і погіршуватимуть їхню якість.

Наведемо кілька прикладів.

1. Жидачівський водозабір, розташований у межах другої надзаплавної тераси середньої течії р. Дністер. Геологічний розріз місця розташування Жидачівського водозабору представлений алювіальними відкладами верхнього неоплейстоцену потужністю до 17,6 м: 0,0–5,0 м – суглинок; 5,0–10,0 м – суглинок з гравієм (до 20 %); 10,0–20,0 м – гравійно-галечник; 20,0–31,0 м – валунно-галечник, нижче залягають глини зеленкувато-темно-сірі косівської світи верхнього бадену. Водоносний горизонт в алювіальних відкладах другої надзаплавної тераси р. Дністер верхнього неоплейстоцену залягає в інтервалі 10,0–31,0 м. Вода Жидачівського водозабору гідрокарбонатна кальцієва, прісна з мінералізацією 0,5–0,7 г/дм³. Вміст гідрокарбонатів становить 237,9 мг/дм³, сульфатів – 33,7, хлоридів – 23,4 мг/дм³, із катіонів переважає кальцій – 84,2 мг/дм³. Загальна твердість води становить 6,0–7,2 мг-екв/дм³. Вміст заліза загального у воді – 16,0–18,0 мг/дм³ (норма – ≤ 0,2), амонію – 1,3–1,75 мг/дм³ (норма – ≤ 0,5). За основними показниками хімічного складу вода відповідає вимогам ДСанПіН 2.2.4-171-10, за винятком заліза й амонію [5]. Основним природним чинником високого вмісту заліза у воді цього водозабору є, на нашу думку, вилуговування заліза із мінералів (глауконіту, піриту та ін.) порід, що підстилають водоносний горизонт (зеленкувато-темно-сірих неогенових глин), а також менше із алювіальних суглинків верхнього неоплейстоцену. Що стосується високого вмісту амонію у воді Жидачівського водозабору, то зазначимо таке. Напрямок руху підземних вод в алювіальних відкладах другої надзаплавної тераси р. Дністер верхнього неоплейстоцену субпаралельний до русла р. Стрий. По лінії потоку підземних вод зверху вниз розташовані: сміттєзвалище → водозабір → забудована зона м. Жидачів. Ділянка під захоронення побутових відходів м. Жидачів та відходів Жидачівського целюлозно-паперового комбінату розміщена у відробленій частині кар'єру з видобутку суглинків. Поверхня кар'єру розкрита, дренажування ґрунтових вод утворило низку поверхневих водойм. Вода з них, у тому числі амоній, інфільтрується у водоносний горизонт, який експлуатує Жидачівський водозабір. Розташування ділянки під сміттєзвалище суперечить екологічно безпечній діяльності водозабору. Отже, наявність високого вмісту амонію у воді Жидачівського водозабору зумовлена техногенним чинником.

2. Джерело 5 ділянки водозабору “Джерело “Моршинське” Моршинського родовища і сім джерел Стрілівського родовища питних підземних вод, які розташовані в межах дев'ятої надзаплавної тераси р. Дністер, у межиріччі Стрию і Свічі. Геологічний розріз родовища представлений алювіальними й еолово-делювіальними відкладами нижнього і середнього неоплейстоцену потужністю до 11,0 м (глина жовтувато-сіра, піщаниста до глибини 2,0 м, глина синювато-зелена з прошарками піску до глибини 7,0 м та пісок жовтувато-сірий, глинистий, з включеннями гальки до глибини 11,0 м), алювіальними відкладами еоплейстоцену до глибини 30,0 м (валунно-галечникові відклади з пісками і піщанистою глиною), нижче залягають глини стебницької і балицької світ отнанського і карпатського ярусів міоцену. Водоносний горизонт в алювіальних відкладах дев'ятої надзаплавної тераси р. Дністер еоплейстоцену залягає в інтервалі 11,0–30,0 м. Загальна мінералізація підземних вод джерел Моршинського і Стрілівського родовищ питних підземних вод залежить від кількості опадів і за період спостережень коливалась у ме-

жах від 137,5 до 238 мг/дм³. Хімічний склад підземних вод джерела № 5, головню, визначений вмістом іонів кальцію (16,0–23,0 мг/дм³) і натрію (14,5–24,6) та гідрокарбонатів (91,5–109,8 мг/дм³) і значно менше залежить від вмісту іонів магнію (2,4–5,5 мг/дм³) і сульфатів (8,6–14,4) та хлору (10,7–16,0 мг/дм³). Вміст іонів калію досягає 1 мг/дм³, лише в окремих поодиноких випадках його нема. Вміст нітратів коливається в межах 2,6–8,9 мг/дм³. Вміст заліза у воді не перевищує 0,2 мг/дм³. За основними показниками хімічного складу вода відповідає вимогам ДСанПіН 2.2.4-171-10 “Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною” [5]. Висока якість підземних вод зумовлена тим, що вся зона живлення ділянки водозабору “Джерело “Моршинське” розташована в лісі, де забруднювачів підземних вод нема.

Вода джерел 3–9 Стрільківського родовища має такі показники, мг/дм³: вміст гідрокарбонатів – 48,8–158,6; сульфатів – 13,2–66,7; хлоридів – 12,0–40,0; нітратів – 7,8–37,7; кальцію – 24,0–48,1; магнію 3,6–12,2; натрію – 3,7–26,9; калію – 0,7–2,1. Вміст заліза у воді не перевищує 0,2 мг/дм³. Нітрати в підземних водах визначені в межах від 7,8 до 37,7 мг/дм³. Згідно з ДСанПіН 2.2.4-171-10, норматив за нітратом для питної води фасованої негазованої становить ≤ 10 мг/дм³, а для питної води фасованої газованої – ≤ 50 мг/дм³. Зазначимо, що максимальний вміст нітратів зафіксовано у воді джерела 3 (37,7 мг/дм³), а мінімальний – у воді джерела 9 (7,8 мг/дм³). Джерело 3 розміщене на відстані 0,3 км на північний схід від с. Стрільків униз за потоком підземних вод, а джерело 9 – на відстані 1,6 км на північний схід від села. Напрямок руху підземних вод в алювіальних відкладах дев'ятої надзаплавної тераси р. Дністер еоплейстоцену субпаралельний до русла р. Жижава. По лінії потоку підземних вод зверху вниз розташовані с. Стрільків → дж. 3 → дж. 4 → дж. 5 → дж. 6 → дж. 7 → дж. 8 → дж. 9. Підвищений вміст нітратів у воді джерел Стрільківського родовища зумовлений техногенним чинником.

3. Рава-Руський водозабір, на відміну від Жидачівського і Моршинського та Стрільківського, є артезіанським. Він розміщений у межах густо населеної території Жовківського р-ну Львівської обл. На теренах водозабору є такі села: Старе Село, Дібрівка, Монастирок, Плебани, Замок та інші (див. рисунок). Свердловини водозабору розміщені в долині річки Мощанка та її приток Маруся і Марунька між населеними пунктами в найбільш сприятливих з санітарного погляду районах. На південному заході – Головний Європейський вододіл. Гідрологічний режим басейну, який розглядаємо, належить до рівнинного типу. Кліматично територія водозабору є в зоні помірно теплого західноєвропейського клімату [11]. З геоморфологічного погляду район розташований у межах хвилястої денудаційно-аккумулятивної Буго-Стирської рівнини Волино-Малополіської області, з геологічного – на північному крилі Львівського палеозойського прогину Східноєвропейської платформи [1, 2].

Тектонічно територія Рава-Руського водозабору розташована в межах південно-західної Волино-Подільської околиці Східноєвропейської платформи, де широкого розвитку набули розривні порушення, які за напрямом розділені на дві системи: північно-східну (ортогональну) і північно-західну (діагональну). Наявність регіональних розривних порушень на водозабір і пов'язаної з ними тріщинуватості порід усієї осадової товщі є природним негативним чинником, який робить водозабір вразливішим до забруднення. Водотривка товща мергелястих глин, що покриває водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди, потужністю близько 10 м через наявність зон тріщинуватості не є достатньо водотривкою. Питна вода під час відкачування зі свердловин може

бути забруднена побутовими стоками населених пунктів, що розміщені у зоні депресійної лійки Рава-Руського водозабору і по зонах тріщинуватості потрапляти у водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди (основний водоносний горизонт господарсько-питного водопостачання на водозаборі) та в інші водоносні горизонти.



Схема Рава-Руського водозабору та розломної тектоніки:

1 – контури водозаборів питних підземних вод, 2 – зона живлення водозабору, 3 – головні розломи, 4 – річки, 5 – населені пункти.

З гідрогеологічного погляду територія розташована в межах Волино-Подільського артезіанського басейну. Живлення водоносного горизонту відбувається тільки завдяки інфільтрації атмосферних опадів. Напрямок потоку простежується з південного заходу на північний схід від області живлення (Розточчя) до області розвантаження (р. Рата). Водоносний горизонт тріщинуватого типу, безнапірний. Геологічний розріз ділянки на глибину зони активного водообміну представлений відкладами верхньокрейдного (мергелі, вапняки львівської світи маастрихтського ярусу) і четвертинного (елювіально-делювіальні супіщано-глинисті утворення) віку. В межах ділянки розвинутий водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди, який у цьому випадку є основним і який використовують як для централізованого водопостачання населених пунктів, так і для індивідуального.

Свердловинами Рава-Руського водозабору експлуатують водоносний горизонт у відкладах, складених сірими щільними тріщинуватими мергелями туринського ярусу верхньокрейдного періоду мезозойської ери; глибина свердловин – 60–70 м. Свердловини

розкрили четвертинні відклади потужністю до 8,0 м (піски, суглинки, глини) і верхньо-крейдові відклади, які представлені до глибини 19,0 м елювіальними мергелями, нижче, до глибини 70 м, – мергелями тріщинуватими, до глибини 90 м – мергелями щільними. Свердловини обладнані помпувальними станціями наземного типу. Конструкцією свердловини передбачено ізоляцію експлуатаційного водоносного горизонту цементуванням затрубного простору. Статичний рівень води в свердловинах усталівся на глибинах 0,1–8,4 м. Водовідбір відбувається за допомогою глибинних електроцентробіжних помп. Режим водовідбору перервний (12–15 год у добу), щоденний (365 діб за рік). Усі свердловини розміщені на порівняно підвищених ділянках, які не затоплює навіть під час найсильніших паводків. З огляду на водовідбір у депресійну ліжку потрапляє низка населених пунктів.

Води цього водозабору, зазвичай, належать до гідрокарбонатного кальцієвого та сульфатно-гідрокарбонатного натрієво-кальцієвого типу.

Загальна мінералізація води, за дослідженнями останніх років, змінюється від 582 до 826 мг/дм³, переважають значення 400–500 мг/дм³. Вміст гідрокарбонатних іонів у підземній воді водоносного горизонту коливається в межах від 292 до 347 мг/дм³, переважні значення – 292–320 мг/дм³. Сульфатні іони становлять від 198 до 108 мг/дм³, переважно – 115–120 мг/дм³. Нітрати коливаються в межах від 0 до 3,0 мг/дм³. Значення вмісту хлоридних іонів – у межах від 19 до 48 мг/дм³, переважають значення 20–30 мг/дм³.

Вміст іонів кальцію у воді – від 113 до 126 мг/дм³, за переважного значення 113–120 мг/дм³. Магній входить у кількостях від 7,8 до 15,7 мг/дм³, переважно – від 10 до 14 мг/дм³. Зазначимо, що на деяких свердловинах простежується перевищення рівнів ГДК щодо заліза, його вміст становить від 0,63 до 2,1 мг/дм³ за граничнодопустимої межі 0,2 мг/дм³, амонію – 0,2 мг/дм³ (норма – $\leq 0,5$). Бром у воді не виявлено. Вмісти йоду коливаються в межах від 7,2 до 11,1 мг/дм³. Ця кількість йоду відповідає нормі. Фтор міститься в кількості 0,3–0,35 мг/дм³. Реакція води нейтральна слабколужна, рН дорівнює 7–8. Вмісту фенолів у воді не виявлено.

Унаслідок проведених досліджень на Рава-Руському водозаборі можна зробити висновок, що за основними показниками хімічного складу вода відповідає вимогам ДСанПіН 2.2.4-171-10 “Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною”, однак водотривка товща мергелястих глин, що покриває водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди, потужністю близько 10 м через наявність зон тріщинуватості не є достатньо водотривкою. Про це свідчить наявність у воді невеликої кількості амонію і нітратів.

Зазначимо, що у зоні живлення західної і північної груп водозаборів (у тому числі Рава-Руського), які забезпечують водопостачання Львова, розміщений Яворівський військовий полігон. Атмосферні опади вимивають забрудник (переважно свинець), який потрапляє в підземні води і погіршує її якість. І таких прикладів можна наводити багато щодо кожного артезіанського водозабору підземних вод Львівської обл.

У другому випадку формування хімічного складу підземних вод відбувається завдяки живленню з річок, унаслідок інфільтрації поверхневих вод по зонах тріщинуватості. Висока якість підземних вод забезпечена в тому випадку, коли води річок і водоймищ не будуть забруднені. У разі надходження в річкові води, наприклад, неочищених побутових стоків, у водоносний горизонт потраплятимуть забрудники (переважно хімічні речовини, що входять до складу мийних засобів), які погіршуватимуть її якість.

Наведемо приклад щодо ділянки джерел в околицях с. Раковець Пустомитівського р-ну Львівської обл.

З геоморфологічного погляду ділянка джерел розміщена в межах пасмово-долинної денудаційно-структурної височини Стільсько-Бібрського Опілля, з геологічного – у межах Львівського палеозойського прогину південно-західної частини Східноєвропейської платформи в безпосередній близькості до північно-східної частини Західноєвропейської платформи. По ділянці проходить Рава-Руський глибинний розлом.

Геологічний розріз на глибину зони активного водообміну представлений відкладами верхньокрейдового (мергелі, вапняки львівської світи маастрихтського ярусу), неогенового (вапняки і пісковики опільської світи нижнього бадену) і четвертинного (еолово-делювіальні і елювіальні супіски й суглинки) віку.

У межах території досліджень розвинуті водоносні горизонти в еолово-делювіальних та елювіальних відкладах верхнього неоплейстоцену, у відкладах опільської світи нижнього бадену і у відкладах верхньої крейди.

Глибина залягання рівня ґрунтових вод – 1,0–4,0 м, напрям руху ґрунтових вод – до р. Зубра (ліва притока р. Дністер, бере початок на південній околиці Львова).

Водоносний горизонт у відкладах опільської світи нижнього бадену розвинутий у пісковиках, пісках, вапняках. Рівні усталюються на відмітках від +2,35 до -70 м. Водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди в цьому районі є основним, напрям потоку підземних вод на досліджуваній ділянці – на південь, за напрямом потоку р. Зубра.

Вода джерел в околицях с. Раковець витікає із водоносного горизонту у відкладах верхньої крейди;

Джерело, що розташоване на захід від північної околиці с. Новосілки, на лівому березі р. Зубра, на відстані близько 100 м від русла, найбільш відоме, його використовує населення області для питних потреб. Дебіт джерела – близько 750,0 м³/добу. Вода джерела витікає із тріщинуватих мергелів верхньої крейди, тобто із водоносного горизонту у відкладах верхньої крейди. Джерело каптоване. За результатами аналізів проби води хімічний склад підземних вод такий: вода прісна, з мінералізацією 0,499 г/дм³, гідрокарбонатна кальцієва; вміст гідрокарбонатів становить 317,3 мг/дм³, сульфатів – 28,8, хлоридів – 14,0 мг/дм³; із катіонів переважає кальцій, вміст його становить 102,2 мг/дм³, магнію – 8,5, натрію – 9,0, калію – 2,7, амонію – 0,0, нітрату – 4,4, нітриту – 0,0 мг/дм³. Загальна твердість води – 5,8 мг-екв/дм³). За основними показниками хімічного складу вода відповідає вимогам до питних вод. Наявність нітратів у воді джерела зумовлена тим, що побутові стоки с. Зубра та інших сіл потрапляють у р. Зубра без очищення і внаслідок просякання поверхневих вод по зонах тріщинуватості Рава-Руського розлому водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди на околицях с. Раковець забруднений.

Воду із джерела в с. Новосілки систематично (один–два рази в рік) аналізує Пустомитівська райСЕС. За результатами бактеріологічних аналізів вода не відповідає вимогам до питних вод.

Між селами Раковець і Підтемне (у межах поширення зони тріщинуватості Рава-Руського глибинного розлому) розвідано Зубрівську ділянку підземних вод верхньокрейдового водоносного горизонту.

Підземні води ділянки поширені у водоносному горизонті верхньокрейдових відкладів і приурочені до верхньої тріщинуватої зони порід мергельної товщі.

Підземні води гідрокарбонатні кальцієві. Мінералізація вод коливається в межах 274–728 мг/дм³, загальна твердість – 5–6 мг-екв/дм³, вміст нітратів – 2–4 мг/дм³ (ГДК –

50) [5]. За фізичними показниками та хімічним складом якості води відповідає вимогам до питних вод. У процесі відкачок зі свердловин визначено гідравлічний зв'язок підземних вод водоносного горизонту у відкладах верхньої крейди і поверхневих вод р. Зубра, поверхневі води забруднені стічними водами Львова. За результатами бактеріологічних аналізів проб води, виконаних Львівською обласною санітарно-епідеміологічною станцією, вода Зубрівської ділянки не відповідає вимогам до питних вод, а води можуть бути використані тільки для технічних цілей.

Води джерел, які витікають у долині р. Зубра між селами Раковець і Підтемне з водоносного горизонту у відкладах верхньої крейди, за бактеріологічними показниками не є придатними для харчових потреб.

Майже на кожному артезіанському водозабір підземних вод Львівщини в зоні живлення протікають річки, на берегах яких розташовані населені пункти, з яких неочищені побутові стоки потрапляють у річку і далі по зонах тріщинуватості глибинних розломів – у водоносний горизонт.

У разі першого і другого випадків живлення для збереження природного складу і якості підземних вод навколо водозаборів підземних вод створюють зони санітарної охорони (ЗСО), у яких уживають спеціальних заходів, що унеможливають надходження забрудників у водозабір і водоносний горизонт у районі водозабору, а також створюють водоохоронні зони та прибережні захисні смуги річок.

Основний законодавчий документ для водників – Водний кодекс України [15]. Тут визначено все: як провадити забір води, як її використовувати, як охороняти. Однак, на жаль, водним законодавством на Львівщині нехтують. Жодний населений пункт області, який входить до зони живлення водозаборів, не каналізований, не має очисних споруд. Забруднення вод річок та водоймищ і підземних вод є наслідком недотримання вимог Водного кодексу України щодо зони санітарної охорони водозаборів, водоохоронних зон та прибережних захисних смуг річок. Мінеральні добрива, засоби боротьби зі шкідниками, відходи тваринництва, сміття та інше – усе це створює небезпеку підземним питним водам. По суті, немає жодного централізованого водозабору підземних вод на Львівщині, де б у зоні живлення не було джерела забруднення. Ось і відповідь на поставлене вище питання: чому така погана вода, яку ми п'ємо?

У третьому ж випадку формування хімічного складу підземних вод відбувається завдяки живленню з боку глибинних розломів.

Як приклад, наведемо артезіанський водозабір Червоноградського родовища підземних вод (Соснівський, Межирічанський, Правдинський та ін.), у якому основою є водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди.

Червоноградське родовище прісних підземних вод розташоване в центральній частині Сокальського р-ну Львівської обл. у межах північного закінчення зандрово-алювіальної рівнини Рати (мале Полісся) на стику з Сокальсько-Торчинською пасмовою височиною (Волинська височина) і адміністративно збігається з Червоноградським гірничопромисловим районом (ЧГПР).

Червоноградський гірничопромисловий район є основним вугледобувним районом у Західній Україні. На порівняно невеликій площі (180 км²) розташовані шахти, численні транспортні магістралі, гравітаційні відвали, шлаконакопичувачі ЦЗФ, відстійники шахтних вод. Тут розміщені десятки населених пунктів: міст, селищ міського типу, сіл і хуторів.

До 1953 р. населення району забезпечували водою головно з використанням ґрунтових вод четвертинних відкладів із індивідуальних колодязів та річковою водою. З

1953 р. разом із будівництвом перших шахт і гірничих селищ почалася розвідка водозаборів підземних вод у сенонських відкладах верхньої крейди і часткова їхня експлуатація. Експлуатацію водозаборів розпочато 1953 р.

Червоноградське родовище підземних вод у геоструктурному плані належить до Львівсько-Волинської западини (Львівської мульди), яка є найбільш зануреною частиною Львівського палеозойського прогину.

У геологічній будові району беруть участь докембрійські, силурійські, девонські, кам'яновугільні, юрські, верхньокрейдові і четвертинні відклади.

Докембрійські відклади. Кристалічний фундамент представлений відкладами архею, нижнього і середнього протерозою. Головно це біотит-плагіоклазові гнейси, кварцити і пірофілітові сланці. До верхнього протерозою належить верхньорифейський комплекс у складі поліської серії і вендський комплекс у складі волинської і валдайської серій. Породи переважно складені з пісковиків, алевролітів і вулканічних туфів. Максимальна потужність верхнього протерозою сягає 1 385 м.

Силурійські відклади залягають трансгресивно на різновікових горизонтах давніших утворень. Нижній силур представлений здебільшого вапняками, а для верхнього характерні два типи розрізів: карбонатно-брахіоподовий і глинисто-граптолітовий. Загальна потужність силурійських утворень – 700 м.

Девонські відклади. На глибинах 1 200–1 500 м (із заглибленням на південний схід) виявлені відклади девону, представлені трьома відділами – нижнім, середнім і верхнім.

Нижньодевонські відклади – головно товща червонопалевих пісковиків, алевролітів, алевритистих аргілітів і глин жединського і кобленського ярусів. Літологічні відміни цих теригенних відкладів не витримані. Потужність нижньодевонських відкладів Львівсько-Волинського басейну становить 750–1 200 м.

Середньодевонські відклади належать до ейфельського та живецького ярусів і представлені чергуванням темних кавернозних доломітів і вапняків з аргілітами, рідше алевролітами, пісковиками, глинами і гіпсами. Для цих порід характерна значна фаціальна і літологічна мінливість як по латералі, так і по розрізу, що свідчить про часту зміну типів осадоагромадження. Потужність їх змінюється в межах 150–200 м.

Верхньодевонські відклади представлені доломітовими відмінами порід (доломіти, доломітизовані вапняки, глини та ін.) франського ярусу і товщею вапняків з рідкісними прошарками доломітів фаменського ярусу. Загальна потужність порід верхнього девону – близько 750–1 000 м.

Кам'яновугільні відклади поширені в межах Львівсько-Волинської кам'яновугільної западини і виявлені свердловинами й гірничими виробками безпосередньо під юрськими і верхньокрейдовими відкладами. Вони представлені турнейським, візейським і наюрським ярусами нижнього карбону та нижньою частиною башкирського ярусу середнього карбону. Нижньокам'яновугільні відклади пов'язані з породами верхнього девону поступовим переходом.

Турнейський ярус представлений сірими або строкатоколірними доломітами, доломітизованими вапняками, які змінені вгору по розрізу строкатоколірними аргілітами й алевролітами з прошарками доломітів, пісковиків і конгломератів володимир-волинської світи і сіроколірними вапняками, доломітами, рідше гравелітами хорівської світи.

Відклади візейського ярусу залягають трансгресивно на розмитій поверхні турнейського ярусу і відкладах девону. Потужність ярусів збільшується у південно-західному

напрямі й сягає 715 м. Відклади візейського ярусу складені аргілітами, алевролітами, пісковиками, вапняками і вугіллям.

В утвореннях намюрського ярусу майже нема вапняків, за винятком одного шару в подошві ярусу. До намюрського ярусу належить основна продуктивна товща басейну, яка вміщує вугільні пласти робочої потужності. Вся товща намюрського ярусу розділена на дві світи – лишнянську (нижню) і бужанську (верхню), які відділені вапняком.

Лижнянська світа складена темно-сірими аргілітами, алевролітами з прошарками пісковиків, вуглистих сланців, кам'яного вугілля і доломітизованих мергелів. У верхній частині трапляються прошарки глинистих сапропелітів. Потужність світи – 50–164 м.

Бужанська світа утворена світло-сірими і сірими пісковиками, алевролітами й аргілітами з дуже рідкісними малопотужними прошарками доломітизованих мергелів. Прошарки кам'яного вугілля в цій зоні найчисленніші і в деяких випадках досягають промислової потужності. Особливо вугленасиченою є верхня частина, до якої приурочені майже всі промислові пласти басейну. Потужність світи змінюється від 90 до 200 м, а загальна потужність намюрського ярусу досягає 250 м.

Відклади башкирського ярусу середнього карбону залягають зі слабко помітною перервою на породах бужанської світи намюрського ярусу. Подошва представлена вапняком. Покрівлею слугують крейдові, а місцями юрські утворення. Літологічно вони виражені чергуванням пісковиків, аргілітів, алевролітів, вапняків і вугілля в нижній частині розрізу і товщею пісковиків у верхній. Загальна потужність відкладів башкирського ярусу може досягати 200 м.

Відклади юрської системи зі значним неузгодженням залягають на кам'яновугільних відкладах. Територія їхнього поширення обмежена південно-західною частиною Львівського палеозойського прогину. На решті території вони залягають у вигляді лінз, які заповнюють знижені ділянки кам'яновугільного рельєфу. У складі юри виділяють дві товщі: нижню піщано-глинисту строкатоколірну і верхню вапнякову, у якій чергуються доломітизовані й органогенні вапняки з доломітами і прошарками гіпсів. Потужність юрських відкладів збільшується в південно-західному напрямі й змінюється від перших десятків метрів до 310 м.

Відклади крейдової системи представлені її верхнім відділом (сеноманським, туронським, коньякським, кампанським і маастрихтським ярусами) і поширені у Львівсько-Волинській западині, де трансгресивно залягають на породах карбону і юри. У нижній частині верхньокрейдіві відклади сформовані серією мілководних відкладів (пісковики, мергелі, вапняки). Вище по розрізу залягають мергельно-крейдові породи, які переходять у південно-західному напрямі в крейдоподібні вапняки і далі в мергелі й пісковики. На знижених ділянках рельєфу, у верхах верхньокрейдівих відкладів поширена зона елювію (зона кольматації). Потужність верхньокрейдівих відкладів досягає 120 м у східній і 860 м у південно-західній частинах басейну.

Відклади неогенової системи розвинені в південно-східній частині басейну, залягають на розмитій поверхні верхньокрейдівих утворень і представлені міоценом. Складені вони кварцитами і пісками з прошарками глин і бурого вугілля в нижній, а вапняками у верхній частині розрізу. Загальна потужність їх досягає 75 м.

Четвертинні утворення складені головно лесовим, флювіогляціальним і алювіальним комплексом відкладів. Лесові відклади поширені на вододілах і пасмах Волинської височини загальною потужністю до 10–20 м. Межиріччя Західного Бугу з Ратою, Солокією, Болотнею та іншими складені флювіогляціальними різнозернистими пісками, які

сягають потужності 5–6 м і більше. Долини рік – заплавні, перша, друга і третя надзаплавні тераси складені алювіальними дрібнозернистими пісками з лінзами і прошарками озерних і болотних відкладів – торфів, мулів, супісків і суглинків загальною потужністю 2–5 м. За останні 30–40 років унаслідок розробки кам'яного вугілля виникла значна просадка (до 3,9 м) поверхні в межах відпрацьованих ділянок шахтних полів, на які завозять породи з шахтних відвалів для відновлення поверхні, що зумовлює появу нової техногенної формації антропогену.

Зі **структурно-тектонічного погляду** Червоноградське родовище підземних вод розміщене в південно-західній частині Східноєвропейської платформи. В межах площі басейну кристалічний фундамент залягає на глибинах від 2 400 до 8 000 м, має блокову будову і систему тектонічних розривів різного напрямку.

Найбільше знижена частина Львівського прогину, вісь якого проходить у північно-західному напрямі, заповнена палеозойськими відкладами. Породи залягають моноклінально з невеликим нахилом на захід, в умовах їхнього залягання помітні порушення у фундаменті. Бурінням, гірничими виробками, а також геофізичними дослідженнями на території басейну виявлено низку антиклінальних структур, крила яких нерідко ускладнені вторинними дрібними складочками і розривними порушеннями. Складки згруповані у вигляді смуг, які простягаються уздовж до осі прогину. Смуги підняті відділені одна від одної синкліналями, окремі з яких вповнені відкладами карбону, у яких містяться промислові шари вугілля (кам'яновугільні родовища – Карівське, Тяглівське, Сокальське, Межирічанське).

Одне з найбільших антиклінальних піднять (Белз-Милятинське) розташоване в південній частині району. Воно простягається по лінії населених пунктів Белз–Великі Мости–Кам'янка-Бузька–Новомилятин і далі на схід. На склепінні це підняття ускладнене підкидом, південно-східне крило якого опущене, а південно-західне – підняте. Амплітуда зміщення горизонту карбону становить 25–550 м. На південній околиці району зафіксовано ще одну велику тектонічну структуру – Великомоствівську антиклінальну складку північно-західного простягання. Південно-західне крило її зрізане насувом. Нахил крил у склепінні – 3–4°. Структура вивчена до глибини 3 000 м.

Безпосередньо на території району розташована Литовезька група складок.

У межах району поширені численні тектонічні розривні порушення, причому вони розвинуті більше, ніж складчасті дислокації. Серед них Володимир-Волинський розлом – північний скид з амплітудою до 2 000 м, майже широтного простягання, який є північною межею басейну. По лінії розлому контактують кам'яновугільні, кембрійські та рифейські відклади.

Литовезька смуга піднять також ускладнена скидом північно-східного простягання, який ускладнює вторинну Червоноградську складку, розташовану в північній частині Великомоствівської структури. Амплітуда підкиду – близько 100 м. У межах цього родовища визначено також три досить великі скиди північно-західного простягання. Перший з них має амплітуду зміщення порід до 90 м, два інші – від 20 до 50 м.

Белз-Милятинська антикліналь також ускладнена системою насувів і скидів, якими піднята південно-західна частина крила, на якому під верхньокрейдовими складками залягають відклади девону. Ще далі на південний захід, по Хлівчанській зоні насувів, ця частина крила опущена і вповнена карбоном.

На південній околиці Червоноградського родовища одним з найбільших тектонічних розломів є Межирічанський скид. Простягання його північно-західне, амплітуда – 80–

100 м. Крім регіональних розломів, у басейні трапляються численні дрібні порушення з амплітудою від кількох сантиметрів до кількох метрів. Тектонічну тріщинуватість ми розглядаємо як чинник дренажування (перетікання) високомінералізованих напірних вод девону в крейдові і навіть четвертинні відклади.

Гідрогеологічно територія описуваного району входить до складу Волино-Подільського артезіанського басейну в його північно-західній частині. Підземні води басейну поширені в усіх стратиграфічних відкладах, однак практичне значення мають водоносні горизонти і комплекси від четвертинних до девонських.

Водоносний горизонт у четвертинних відкладах поширений у долинах річок і балках; на вододілах він простежується у вигляді верховодки під час дощів і танення снігу. Грунтові води приурочені до алювіальних і водно-льодовикових, дрібно-, тонко- і різнозернистих пісків, супісків, торфу, рідше пилюватих суглинків. Потужність горизонту – від 0,5–2,0 до 15–25 м і більше, переважно 6–12 м, максимальна – у долині Західного Бугу. Горизонт безнапірний або слабко напірний на окремих ділянках. Глибина рівня залежно від рельєфу змінюється від 0,2–1,0 до 5–7 м і більше, з амплітудою сезонного коливання 0,7–2,7 м. Напрямок руху ґрунтових вод у загальних рисах повторює контури рельєфу поверхні й простежується від вододілів до Західного Бугу і його приток.

Фільтраційні властивості порід різноманітні.

Четвертинні відклади поступово дренажовані експлуатаційними свердловинами водозаборів і стовбурами шахт, що підтверджено осушенням торф'яних масивів у долинах р. Струдианка, у верхів'ї балки Русиновської та ін. Однак збільшується потужність горизонту і підйом рівня води біля водосховищ, шламонакопичувачів та інших штучних водойм.

Водотривами для цього горизонту є щільні суглинки або елювійовані мергелі сенонського над'ярусу. Живлення водоносного горизонту відбувається з атмосферних опадів – у долинах річок і балок відбувається перетікання підземних вод верхньокрейдових відкладів, що відображене в хімічному складі ґрунтових вод. За сольовим складом ґрунтові води району належать до гідрокарбонатних, гідрокарбонатно-хлоридних кальцієвих, магнієво-кальцієвих і мають низьку мінералізацію (0,1–1,0 г/дм³), зрідка хлоридні кальцієві, натрієво-кальцієві з мінералізацією до 1,9 г/дм³. Води досить м'які. Їхня постійна твердість у середньому становить 0,64–3,29 мг-екв/дм³.

За фізичними властивостями води четвертинних відкладів ще недавно характеризували як достатньо прозорі, без запаху, кольору і стороннього присмаку, іноді в заболочених низовинах води мали неприємний присмак, жовтуватий відтінок, зумовлені поверхневою органікою і наявністю заліза. У водах підвищених і високий вміст нітратів, що сягає 20,67 мг/дм³ і більше.

Склепіння Белз-Милятинської зони супроводжує в четвертинних відкладах водоносний горизонт з водами хлоридно-гідрокарбонатного кальцієвого, натрієво-кальцієвого типів, з мінералізацією головно від 0,5 до 1,0 г/дм³ і вище. Далі на північ–північний захід води переважно гідрокарбонатного кальцієвого, магнієво-кальцієвого типів з мінералізацією нижче і вище 0,5 г/дм³, однак і на цьому полі з'являються смуги хлоридно-гідрокарбонатних натрієво-магнієво-кальцієвих вод, які відповідають тектонічним розломам (Цебрівський, Петровський, Забузький скиди, Дубравський насув та ін.).

На тлі природного поширення типів ґрунтових вод останніми десятиріччями виникли техногенні зміни якості води, які відповідають ступеню техногенного навантаження на територію.

Водоносний комплекс у відкладах верхньої крейди, розвинутий у межах Волино-Подільського артезіанського басейну, є головним на території родовища. Він приурочений до мергелів сенону, крейди, турону, пісковиків сеноману. Залягає під четвертинними відкладами, глинисті різновиди яких слугують верхньою водотривкою покрівлею горизонту. Крім того, у знижених елементах рельєфу (долини рік, балок та ін.) верхня частина карбонатних порід елювійована на глибину від 0,1–0,2 до 20 м і також слугує водотривкою покрівлею (“зона кольматації”).

У відкладах сенону водоносний горизонт поширений у зоні вилуговування мергелів сенонського над'ярусу і має значну потужність, значне територіальне поширення і може бути зачислений до напірного. Безнапірний характер простежено тільки на вододілах, а напір менший, ніж водоносна потужність відкладів. П'езометричні рівні у свердловинах залежно від рельєфу місцевості усталюються на відмітках від 3 м вище від поверхні землі (у долинах річок і балок) до 20–30 м нижче (на вододілах). У долинах рік і балок водоносний горизонт розвантажується численними джерелами та виходами в руслах рік, що зумовлює напрям течії підземного потоку від вододілів до долини р. Західний Буг і її приток. Отже, дзеркало підземних вод практично повторює рельєф земної поверхні, дещо його пом'якшуючи. Нахил дзеркала підземних вод також непостійний – на вододілах і схилах він максимальний (0,009–0,002), у долинах річок – мінімальний (0,0008).

Водоносний горизонт поширений в інтервалі глибин від декількох до 20–40 м по покрівлі і до 50–120 м по підшві з середньою потужністю 30–70 м. Глибина підшви горизонту і його потужність зменшуються в напрямі з півночі на південь. Наприклад, якщо в Волинській обл. горизонт поширений до глибини 110–120 м, то на півночі Львівської обл. (район Сокаля) глибина зменшується до 70–90 м, а на Червоноградському родовищі (район м. Соснівка) – до 40–45 м і менше з відповідним зменшенням потужності.

Відмінною особливістю сенонського горизонту є непостійність його водозбагачення у площинному та вертикальному розрізі, що зумовлено характером тріщинуватості й порожнин, які є мінімальними на вододілах і значно більшими в знижених елементах рельєфу – у балках, долинах річок та ін. Амплітуда значень питомих дебітів свердловин на території району змінюється від 0,10 до 25 $\text{дм}^3/\text{с}$. Пористість відкладів, навпаки, максимальна на вододілах в області живлення ($n = 0,2$) і мінімальна в області розвантаження ($n = 0,02$).

Водозбагаченість сенонських відкладів у знижених ділянках рельєфу також нерівномірна й зумовлена тектонічною будовою і неотектонічними процесами. Зокрема, для верхніх підвищених блоків і блоків, які мають тенденцію до руху вгору, де потужність четвертинних відкладів мінімальна, характерні вищі значення водопровідності і в їхніх межах розвідані водозабори господарсько-питної води, які експлуатують. Значна кількість пустот у цих породах зумовлена ступенем їхнього вилуговування прісними водами атмосферного живлення. Поширення пустот і тріщин досягає значних глибин, не є суцільним і відрізняється в різних інтервалах.

За ступенем вилуговування порід, їхньою тріщинуватістю і хімічним складом приурочених до них вод у розрізі басейну виділяють, головню, такі інтервали.

Перший інтервал гідрокарбонатно-кальцієвих вод низької мінералізації (0,25–0,6 $\text{г}/\text{дм}^3$) має найефективнішу для руху вод відкриту товщу порід завдяки вилуговуванню (зона інтенсивного водообігу). Саме в цьому інтервалі відбувається основний при-

лив найбільш якісної для господарсько-питних потреб води. Водопровідність порід сенону на вододілах є в межах 10–50 м²/добу, а на окремих найбільше підвищених ділянках і на вододілі між Західним Бугом і р. Желдець (правою притокою р. Рати) – від 1 до 10 м²/добу. Схили долини р. Західний Буг мають водопровідність 50–150 м²/добу, а сама долина – 100–250 м²/добу. Окремі ділянки (відрізки) цих долин мають водопровідність у межах 250–500 м²/добу, інколи – до 500–1 000 м²/добу.

На ділянках, де значення водопровідності понад 250 м²/добу, розвідано й експлуатують водозабори підземних вод для централізованого господарсько-питного водопостачання (Бендюзький, Межирічанський, Борятинський, Ванівський, Соснівський та ін.).

Нижче цих глибин простежується значне зменшення пористості, що пов'язане з різким скороченням процесу вилуговування (зона значного або більш-менш сповільненого водообігу). Інтервал поширення цієї зони глибший від першого інтервалу на 30–40 м, і до нього приурочені води хлоридно-гідрокарбонатного (менше сповільнений водообіг), гідрокарбонатно-хлоридного (більше сповільнений водообіг) натрієвого типу з мінералізацією близько 10 г/дм³. У воді зафіксовано підвищений вміст таких мікроелементів, як йод (до 0,26 мг/дм³), бром (до 0,20), фтор (до 2,0–3,5 мг/дм³ і більше). Отже, з глибиною у воді збільшується кількість хлориду, натрію і фтору, вміст якого перевищує норми для питних вод, за зменшення гідрокарбонату кальцію (друга зона тріщинуватості). Між цими зонами існує перехідна зона з водою гідрокарбонатно-натрієвого типу з мінералізацією 0,7–0,82 мг/дм³.

Ще нижче по розрізу, до глибини 175–180 м, залягає нижньосенонський водоносний горизонт, приурочений до слабкотріщинуватої мергелистої товщі, тріщинуватість якої зумовлена переважно характером тектонічних процесів (третій інтервал тріщинуватості). Питомі дебіти свердловин у цьому інтервалі дорівнюють 0,0000015–0,1 дм³/с, коефіцієнти фільтрації мають значення 0,002–0,04 м/добу (водопровідність порід – 0,2–13,0 м²/добу), а на півдні басейну – ще менше. Тип води наближається до хлоридного натрієвого з мінералізацією 1–3 г/дм³ (зона сповільненого водообігу). Зазначимо, що тріщинуватість порід в усіх інтервалах не є суцільною. Тріщинуваті породи перемежовані зі щільними монолітними. Визначені інтервали (зони) розділені між собою щільними породами, які не мають суцільного поширення. Крім того, у зонах інтенсивного тектонічного розчленування тріщинуватість усіх зон порід збільшується, що зумовлює гідравлічний зв'язок усіх зон, по-різному утруднений на окремих ділянках.

Нижче глибин 175–180 м нижньосенонські мергелі, вапнякова товща турону і пісковики сеноману представлені щільними, міцними, монолітними відкладами, і слабкий взаємозв'язок з глибинними водоносними комплексами може бути тільки по зонах тектонічних порушень.

Напрямок руху підземних вод водоносного комплексу у відкладах сенону простежується від Подільської і Волинської височини до долини р. Західний Буг. У верхній течії ріки (до р. Рата) потік формується на Подільській височині, а в середній течії (нижче р. Солокії) – на Волинській. Найвищі відмітки дзеркала підземних вод зафіксовані на Головному Європейському вододілі й досягають 360–380 м (Гологори), знижуючись до 220–230 м на вододілах між Західним Бугом, Стир'ю і Сяном. У долині Західного Бугу відмітки змінюються від 200 (верхів'я р. Західний Буг) до 180 м на кордоні Львівської і Волинської областей з Республікою Польща.

Напори підземних вод збільшуються від вододілів (рівні нижче покрівлі кам'яних відкладів) до русел рік, де напори досягають значень 20–30 м залежно від потужності четвертинних відкладів і зони кольматації. У найбільш знижених місцях долин свердловини переливаються, а рівень усталюється до 3,0–3,5 м вище поверхні. З заглибленням свердловин і досягненням другого і третього інтервалу тріщинуватості статичні рівні дещо підвищуються, що свідчить про перетікання глибших мінералізованих вод у верхні горизонти. В процесі експлуатації водозаборів і виникнення депресійної лійки таке перетікання збільшується, що приводить до певних змін хімічного складу води і збільшення в її складі мікроелементів та різних сполук, характерних для глибинного залягання.

Зони тектонічних розломів вносять корективи у зафіксовану нами вертикальну зональність підземних вод. Мінералізовані води різних типів виходять з більших глибин у крейдові відклади, з огляду на що з'являються площі гідрокарбонатно-натрієвих та інших типів. Хлоридно-гідрокарбонатні натрієві води з підвищеним вмістом мікроелементів (F, J, Br та ін.) і зменшеним вмістом кальцію поширені на півдні Червоноградського родовища підземних вод і простежуються у вигляді смуги, яка проходить від м. Белз через м. Соснівку, с. Добротвір, м. Кам'янку-Бузьку до Буська та збігається з поширенням йодобромних вод і природного газу в девонських відкладах.

Отже, усі водозабори Червоноградського родовища приурочені до зони поширення підземних вод гідрокарбонатно-кальцієвого, магнієвого, натрієвого типів з мінералізацією від 0,32 до 0,68 г/дм³. Винятком є Соснівський водозабір, у якому вода належить до хлоридно-гідрокарбонатного, сульфатно-гідрокарбонатного, натрієвого, магнієво-натрієвих типів з мінералізацією до 0,83 г/дм³. Це пов'язано з тим, що в районі цього водозабору глибинне поширення кальцієвих вод не перевищує 20–25 м від поверхні, а глибокі свердловини (90 м і більше) розкрили гідрокарбонатно-хлоридні натрієві води з мінералізацією понад 1 г/дм³. Цей водозабір має найменший вміст у воді кальцію (25–50 мг/дм³), а отже, і водопровідність порід (<200 м²/добу) та питомі дебіти свердловин.

З 1986 р. санітарно-епідеміологічна служба виконує лабораторні дослідження на вміст фтору у воді Червоноградського родовища прісних підземних вод і визначила циклічність його вмісту, кількість якого то зменшується до 0,08 мг/дм³, то збільшується до 3,04 мг/дм³ (норма – від 0,7 до 1,5 мг/дм³). Максимальний вміст фтору зафіксовано на Соснівському водозаборі з поступовим зниженням абсолютних значень з півдня на північ (Межирічанський, Ванівський, Червоноградський, Бендюзький, Борятинський, Правдинський водозабори). У тому ж напрямку збільшується вміст кальцію і зменшується вміст натрію, хлору і сульфатів.

На нашу думку, фтор і деякі інші елементи переносяться від Белз-Милятинської зони насувів і скидів за потоком підземних вод. Пульсівний характер вмісту фтору й інших мікроелементів пов'язаний з характером розвантаження глибинних вод девонських відкладів у водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди.

Сучасні гідрохімічні властивості водоносного горизонту відкладів верхньої крейди склались як з природних чинників, так і під впливом потужного техногенного фактора, зумовленого не зовсім раціональною розробкою родовища кам'яного вугілля, його збагачення, інтенсивного житлового та промислового будівництва і введенням в експлуатацію потужних водозаборів централізованого водопостачання.

Закладання і введення в експлуатацію водозаборів з глибокими свердловинами в районі, де якісні гідрокарбонатні кальцієві води поширені на незначну глибину (у районі Сос-

нівки до 20–30 м), призвело до підтягання хлоридних натрієвих вод високої мінералізації і таких мікроелементів, як йод, бром, фтор тощо, у депресійні лійки водозаборів.

На початку роботи водозаборів Червоноградського родовища прісних підземних вод у відкладах верхньої частини крейди були зосереджені води з добрими органолептичними показниками: прозорі, без кольору, з приємним смаком. Води прісні з сухим залишком 0,3–0,7 г/дм³ і найчастішими значеннями 0,4–0,6 г/дм³. Реакція води близька до нейтральної, водневий показник (рН) змінюється в межах 6,4–8,6, а частіше 7,1–7,6. Тип води переважно гідрокарбонатний кальцієвий, на окремих ділянках простежується гідрокарбонатний натрієво-кальцієвий склад. Основні компоненти – аніони, мг/дм³: гідрокарбонати – 360–744, хлориди – 16–100, кальцій – 16–130, магній – 2–47.

На підставі цієї характеристики констатуємо, що впродовж подальших років з водою сталися деякі зміни. Наприклад, майже повсюди у воді збільшився вміст натрію унаслідок зменшення кальцію. Зокрема, на Правдинському водозаборі переважний тип води гідрокарбонатний кальцієвий, однак є значна кількість свердловин з водою гідрокарбонатного кальцієво-натрієвого, магнієво-натрієвого і навіть натрієвого типу, з мінералізацією 0,55–0,88 г/дм³. Проте за цими показниками вода цілком відповідає вимогам до питних вод. Вміст фтору у воді становить у середньому 0,52 мг/дм³ (коливання в свердловинах – від 0,2 до 2,0 мг/дм³).

Борятинський водозабір має воду гідрокарбонатного магнієво-кальцієвого до магнієво-натрієвого типу з мінералізацією 0,53–0,56 г/дм³, що також відповідає вимогам до питних вод. Вміст фтору у воді становить у середньому 1,28 мг/дм³ (норма – 0,5–1,5 мг/дм³) [4], з коливанням протягом часу від 0,57 до 2,06 мг/дм³.

На Межирічанському водозаборі вода гідрокарбонатна кальцієво-натрієва, натрієво-кальцієва з мінералізацією 0,42–0,85 г/дм³. Відповідає вимогам до питних вод. Вміст фтору у воді становить 1,89 мг/дм³ з коливаннями в свердловинах 1,65–2,16 мг/дм³. На Бендюзькому (Червоноградському) водозаборі переважний тип води сульфатно-гідрокарбонатний кальцієво-натрієвий з мінералізацією 0,46–0,68 г/дм³. Вміст фтору у воді становить у середньому 0,97 мг/дм³ з коливаннями в свердловинах від 0,44 до 1,72 мг/дм³.

Соснівський водозабір має воду сульфатно-гідрокарбонатного, переважно хлоридно-гідрокарбонатного натрієвого складу з мінералізацією 0,56–0,98 г/дм³, що також відповідає вимогам до питних вод. Вміст фтору у воді становить 2,4 мг/дм³ з коливаннями в свердловинах з часом від 0,9 до 2,85 мг/дм³, а іноді до 3,5 мг/дм³.

Підземні води сенонського водоносного горизонту найякісніші в цьому районі, інших альтернативних джерел водопостачання нема. Місцезнаходження водозаборів обгрунтовано значним обсягом гідрогеологічних робіт.

Отже, на початку експлуатації водозаборів вода за хімічним складом була гідрокарбонатна кальцієва з мінералізацією до 0,5 г/дм³. Надалі завдяки натисковому живленню з боку глибинних розломів, хімічний склад води в деяких свердловинах змінився на хлоридно-гідрокарбонатний натрієвий з підвищеним вмістом мікроелементів (F, J, Вг та ін.), зменшеним вмістом кальцію та збільшеною мінералізацією (до 1,0 г/дм³). Максимальний вміст фтору зафіксовано на Соснівському водозаборі (3,5 мг/дм³ за норми 0,5–1,5 мг/дм³).

Експлуатація Соснівського водозабору з підвищеним вмістом фтору для господарсько-питного водопостачання Соснівки в 90-х роках ХХ ст. спричинила гіпоплазію зубів у дітей. Зазначимо, що натискове живлення з боку глибинних розломів зафіксоване і для ґрунтових вод. Підвищений вміст фтору у воді колодязів с. Топорів Буського р-ну спри-

чинив там також гіпоплазію зубів дітей у ті ж роки, що і в Соснівці. Натискове живлення водоносного горизонту з боку глибинних розломів простежене на всіх артезіанських водозаборах Львівщини, воно виявляється переважно у збільшенні мінералізації води до $1,0 \text{ г/дм}^3$ та вмісту натрію і хлору у воді.

Захистити водозабір питної води від природного забруднення можна зменшенням глибини свердловини та водовідбору.

Водоносний комплекс у юрських відкладах не має повсюдного поширення, оскільки ці відклади збереглися лише у вигляді останців у заглибинах поверхні карбону. Вони перекриті потужною товщею верхньокрейдових порід, нижня частина яких щільна моноклітна і водонепроникна. У північній частині басейну води приурочені до верхньої товщі світло-сірих дрібнозернистих пісковиків, потужність яких досягає 16 м і більше.

Ці води, не маючи між собою постійного площинного водообміну, набувають гідрохімічних рис, характерних для вод карбону, з якими вони гідравлічно пов'язані. Наприклад, у межах Волинського родовища (північ басейну) води належать до хлоридно-гідрокарбонатно-натрієвого типу, на півдні вони чисто хлоридно-натрієві, слабколужні. Збільшення мінералізації також простежується від $0,74 \text{ г/дм}^3$ на півночі до $5,06 \text{ г/дм}^3$ на півдні басейну. Підвищення мінералізації відбувається завдяки хлору і натрію. Вміст лужних земель і сульфатів у цих водах незначний. Крім того, виявлено $35\text{--}45 \text{ мг/дм}^3$ бром, $0,22\text{--}0,27 \text{ мг/дм}^3$ йоду (фтор та інші мікроелементи не визначали).

Для юрського водоносного горизонту, що нагромаджується у вигляді статичних запасів у пісковицях, конгломератах і пісках, характерна наявність малої кількості води. Питомі дебіти свердловин змінюються від $0,002$ до $0,04 \text{ дм}^3/\text{с}$. Коефіцієнт фільтрації пісковиць становить $0,052\text{--}0,15$ м/добу. У південній частині басейну водозбагачення юрського горизонту дещо підвищене, що зумовлено збільшенням потужності та зміною літології відкладів, а також підтіканням вод із карбонових відкладів. Коефіцієнт фільтрації порід змінюється від $0,082$ до $0,083$ м/добу. Водоносний горизонт не має практичного значення. В окремих випадках ускладнює проходку шахтних стовбурів.

Водоносний комплекс у кам'яновугільних відкладах є основним, що заводить відклади кам'яного вугілля в басейні. Водоносні відклади представлені пісковицями, вапняками, пластами вугілля і мають шарувату будову. За умовами залягання це пластово-тріщинні води, які мають значні напори. Суттєва різниця залягання візейського і серпухівського горизонтів, а також різна водозбагаченість порід та сольовий склад вод дають підстави розглядати ці горизонти окремо.

Серпухівський горизонт на глибині 237–433 м представлений пісками і вугіллям, які розділені водотривкими прошарками. Води серпухівського горизонту напірні. Водозбагачення порід зумовлене тектонічною тріщинуватістю відкладів, глибиною та умовами залягання вугільних пластів. Максимальні дебіти свердловин – $0,305 \text{ м}^3/\text{год}$, що не створює перешкод для нормального видобутку вугілля. Води концентруються в тріщинах пластів вугілля, які під час розкриття їх стовбурами шахт швидко дрениуються. Найбільше збагачені “сріблясті пісковики”, що залягають стратиграфічно нижче від робочих шарів вугілля серпухівського ярусу, приплив води з яких у скіповому стовбурі шахти 4 “Великомостівська” дорівнює $80 \text{ м}^3/\text{год}$, а питомий дебіт – $0,005\text{--}0,006 \text{ м}^3/\text{год}$.

За час, що минув від початку освоєння вугільних родовищ, гідрогеологічний режим кам'яновугільних відкладів на окремих ділянках дещо змінився. Порушення режиму зумовлене, головню, системою розробки вугілля і буровими роботами. У цьому разі трапляється перетікання крейдових вод у карбонові, що змінює якісну і кількісну характеристику кам'яновугільних вод (шахта 8 “НВ”). На півночі басейну тип води переваж-

но хлоридно-гідрокарбонатний натрієвий з мінералізацією до $2,5 \text{ г/дм}^3$, зі збільшенням натрію до $1,5\text{--}1,7 \text{ г/дм}^3$ і хлоридів – до $1,0\text{--}1,5 \text{ г/дм}^3$. На півдні басейну (Червоноградський ГПП) концентрація солей досягає максимуму – $5\text{--}10 \text{ г/дм}^3$ (за сухим залишком). Гідрокарбонати, які на півночі є переважним компонентом серпухівських вод, у південних районах утримуються в межах $280\text{--}450 \text{ мг/дм}^3$ і перебувають у зворотній залежності від кількості хлоридів. Мікрокомпоненти розподілені так: вміст бромю в північній частині не перевищує $4,0\text{--}5,5 \text{ мг/дм}^3$, а в південній досягає $80\text{--}60 \text{ мг/дм}^3$, йоду, відповідно, $0,01\text{--}0,09$ і $0,1\text{--}0,25 \text{ мг/дм}^3$, фтору – $0,32\text{--}1,48 \text{ мг/дм}^3$.

Візейський водоносний горизонт залягає на глибинах $500\text{--}800$ м і більше; для нього характерні водоносні відклади, які літологічно виражені тріщинуватими пісковиками та вапняками. Води цього горизонту належать до високонапірних пластово-тріщинуватих. П'єзометричні рівні усталюються на $10,0\text{--}14,5$ м вище від поверхні землі, що відповідає $197\text{--}204$ м. Водоносність відкладів візейського ярусу порівняно з серпухівським дещо вища, а мінералізація вища в декілька разів. У водах візейського горизонту підвищений вміст мікроелементів, особливо бромю і фтору. Води цього горизонту мають велику мінералізацію, яка збільшується з півночі на південь і, відповідно, дорівнює $20\text{--}35 \text{ г/дм}^3$. В усіх випадках різко виражений їхній хлоридно-натрієвий склад. Вони слабколужні (рН – $7,2\text{--}8,0$), дуже солоні та гірко-солоні. Показним є високий вміст лужних земель, який зберігся в площинному поширенні. На противагу лужноземельним елементам, карбонати є в значно менших кількостях (до 200 мг/дм^3). Сульфатів або зовсім нема, або вони є в незначній кількості. Вміст бромю може досягати $50\text{--}75 \text{ мг/дм}^3$.

Водоносний комплекс у відкладах девону характеризують за даними гідрогеологічних досліджень у ході вивчення перспективності території на наявність бромю, йоду і бору, а також природного газу, унаслідок яких виявлено Великомоствівське родовище газу.

У девонських відкладах виділено три гідрохімічні зони: перша охоплює верхньодевонські відклади, друга – середньодевонські (без нижньолопушанської підсвіти), третя – нижньолопушанську підсвіту середнього девону, нижній девон і верхню частину силуру.

Верхньодевонський горизонт приурочений до кавернозних вапняків і доломітів франського ярусу (на висоті $20\text{--}25$ м над покрівлею середнього девону); за ступенем водозбагаченості для нього характерні значні зміни по площі. Наприклад, якщо в північній її частині притоки вод у свердловини становили декілька (іноді до двох десятків) метрів кубічних за добу з динамічними рівнями $470\text{--}560$ м, то далі на південний схід вони різко збільшуються до $100\text{--}300 \text{ м}^3/\text{добу}$ з динамічними рівнями до 900 м.

Висотне положення статичних рівнів – $240\text{--}268$ м; значення зведених пластових тисків коливаються в межах $227\text{--}233$ ат.

Мінералізація вод верхнього девону коливається в досить широких межах – від 31 до 110 г/дм^3 , тип вод хлоридний натрієвий, кальцієво-натрієвий. Вміст мікроелементів такий, мг/дм^3 : йод – $2\text{--}15$, бром – $107\text{--}508$, амоній – $3,0\text{--}3,5$. На жаль, у водах не визначили фтор, кількість якого в девонських водах повинна бути досить висока.

Середньодевонський водоносний горизонт приурочений до доломітів і вапняків з прошарками пісковиків і аргілітів. Ці відклади ізольовані від нижньодевонського комплексу водонепроникними породами середньолопушанської світи, під якою утворився газовий поклад. Водозбагаченість порід дещо мінлива по площі. У північній частині площі вона досить низька – $0,4\text{--}2,0 \text{ м}^3/\text{добу}$ з динамічними рівнями до 2000 м, на іншій

частині території колекторські якості порід значно збільшуються – припливи вод у свердловини становлять 83–132 м³/добу з динамічними рівнями близько 1 000 м. Газонасиченість вод середнього девону – 0,3–0,7 см³/см³. Води цих відкладів мають мінералізацію в межах 56–165 г/дм³. Тип води хлоридний натрієвий, натрієво-кальцієвий. Серед мікрокомпонентів визначені йод (7–10 мг/дм³), бром (407–588), амоній (20–225 мг/дм³), вміст фтору не визначали.

Підземні води верхньої частини силурійських відкладів нижнього девону і нижньо-лопушанської підсвіти середнього девону об'єднані в одну гідродинамічну і гідрохімічну зону.

У середній частині нижнього девону простежується горизонт потужністю близько 60 м практично безводних порід, які фіксують у свердловинах за так званими сухими об'єктами. Води верхньої частини нижнього девону приурочені до підшоши газового покладу. Водотривкими породами, які слугують покришкою для газового покладу і одночасно відокремлюють цю гідрохімічну зону від верхніх зон, є товща ангідритизованих доломітів середньолопушанської підсвіти. Водоносні горизонти, що включають ці води, мають, зазвичай, невелику водозбагаченість. Приплив вод у свердловинах не перевищує 20–30 м³/добу з динамічними рівнями 1 700–2 150 м. Висотне положення зведених (до прісних вод) статичних рівнів коливається в широких межах – від +213 до +320 м, що пояснюють змінами питомої ваги води з глибиною. Зведені до єдиної площини порівняння пластових тисків, розраховані також до різних глибин, близькі між собою, вони змінюються в межах від 240,5 до 305,0 ат.

Води цієї гідрохімічної зони високомінералізовані (120–185 г/дм³), хлоридно-натрієвого, натрієво-кальцієвого типу, мають низький ступінь сульфатності, а іноді майже безсульфатні. Вміст мікроелементів у воді коливається в таких межах, мг/дм³: йоду – 6–28, бром – 570–808, амонію – 70–100, а іноді й більше.

Підземні води девонських відкладів через зони тектонічних порушень мають змогу проникати у розташовані вище водоносні горизонти, погіршуючи якість характеристики їхніх вод.

Водоносний горизонт у відкладах силуру не вивчали.

Зазначимо, що живлення водоносного горизонту у відкладах верхньої крейди (основний водоносний горизонт прісних питних артезіанських вод у Червоноградському гірничопромисловому районі та Львівській, Івано-Франківській і Тернопільській областях загалом) з боку глибинних розломів може спричинити і техногенне забруднення водоносного горизонту в разі застосування технології видобутку сланцевого газу свердловинним способом.

Щоб зрозуміти, як це техногенне забруднення може відбуватись, коротко наведемо інформацію про сланцевий газ. Сланцевий газ – це не корисна копалина, а продукт хімічної переробки твердої органічної речовини. Найбільше поширена назва цієї речовини – кероген, який міститься в породі (сланці, алевроліті, мергелю, вапняку, доломіті, пісковіку) у вигляді прожилків та вкраплень. Якщо вміст керогену в породі перевищує 10 %, то це вже руда, яку частіше називають горючими сланцями [3].

Вміст керогену в руді коливається від 10–15 до 60–80 %. Сланцевий газ продукують з горючих сланців (сланець + кероген) хімічним методом. Розчиненням керогену в бензолі й толуолі отримують метан (власне природний газ), діоксид вуглецю і воду [14]. Водночас у меншій кількості утворюються також оксиди сірки, азоту та фосфору. Екзотермічна хімічна реакція відбувається під тиском 3,5 МПа і за температури 380–500 °С.

Калорійність сланцевого газу вдвічі менша, ніж чистого природного газу метану, добутого свердловинним способом. Щоб відбулася реакція розчинення керогену в бензолі, необхідно відділити кероген від породи (сланцю). Важливе значення має те, у якому вигляді міститься кероген у породі. Якщо кероген є у вигляді прожилків, то відділити його від породи досить легко.

Потужність керогеновмісних порід у цілому світі майже скрізь однакова – близько 600 м.

У США вміст керогену в середньому становить 35 % (потужність рудного покладу – 50–250 м), у Польщі – 3 % (потужність випробуваного інтервалу – 5–10 м), а в Західному регіоні України – 0,5 % (потужність випробуваного інтервалу – 5–10 м) [6]. У США ділянки із вмістом керогену до 10 % навіть не розробляють.

Найбільше покладів керогеновмісних порід в Америці сконцентровано на глибині 180–500 м. Глибина залягання покрівлі керогеновмісних порід у Польщі – близько 2 км, на Львівщині – 2–4 км, на Івано-Франківщині – 2–5 км, на Волині – 0,5–5,0 км, на Тернопільщині – 0–400 м, у Чернівецькій обл. – 0,7–2,0 км.

Низький вміст органічної речовини в керогеновмісних породах та її тонко вкраплена текстура свідчать, що за відомими у світі технологіями провадити промисловий видобуток сланцевого газу в Західному регіоні України практично неможливо.

Отримано яскраво виражений негативний результат розшукових робіт на сланцевий газ у Польщі в тій же геологічній структурі, що й Олеська ділянка в Західному регіоні України. Жодна випробувана свердловина не дала промислового видобутку сланцевого газу.

На Юзівській ділянці у Східному регіоні України вміст органічної речовини в керогеновмісних породах теж дуже низький.

У книзі “Горная энциклопедия” наведено інформацію щодо поширення родовищ і басейнів горючих сланців у світі, є посилання на монографії [3]. Ні Олеської, ні Юзівської ділянок там не згадано.

У жодній країні світу, крім США, сланцевий газ не видобувають. У США набув поширення процес переробки керогену з отриманням сланцевого газу за допомогою свердловин методом гідророзриву. Цей метод відрізняється від звичайного гідророзриву (закачування в пласт під тиском води і піску), який застосовували раніше в Передкарпатті. Однак і цей звичайний гідророзрив не можна використати на платформі (на північ від Дністра), бо під час цього процесу в артезіанські водозабори питних вод інфільтруватиметься по глибинних розломах збагачена важкими металами природна мінералізована глибинна вода.

Метод гідророзриву для сланцевих свердловин передбачає три процеси.

1. Ініціювання вибуху у свердловині – щоби в руді утворилися тріщини і кероген відділюється від породи.

2. Закачуванням у свердловину під тиском суміші (20 000 м³ розчинів з прісної води, піску, хімічних реагентів (2 %, або 400 т; переважно бензол, метилбензол, етилбензол та толуол) розкривають утворені вибухом тріщини, закріплюють їх піском і підводять до керогену хімічні речовини.

3. Відкачування сланцевого газу і зворотних вод на поверхню.

На американських неглибоких родовищах (до 1,5 км) вибухи спричиняють землетрус потужністю до 4,7 бала за шкалою Ріхтера, для Олеської ділянки (глибина залягання сланців – 2–4 км) необхідно здійснити вибух, що спричинить землетрус потужністю

понад 4,7 бала за шкалою Ріхтера. Під час вибуху тріщини утворюються не тільки в сланцях, а й у всій товщі, що покриває пласт сланцю до поверхні землі. Ініціювання вибуху у свердловині, щоб у руді утворилися тріщини і кероген відділився від породи, небезпечно ще й тим, що цей вибух може спровокувати і природний землетрус.

Свердловини на сланцевий газ розташовують на перетині розломів, тобто використовують наявну природну тріщинуватість. Однак на перетині розломів розміщені великі артезіанські родовища питних підземних вод. На Заході України є сотні водозабірних свердловин, у тому числі великі водозабори, такі як Ямненський Кам'янка-Бузького р-ну, Мокротинський і Зарудцівський Жовківського р-ну та інші, Рогатинський, Шевченківський, Галицький та інші Івано-Франківської обл.

Наявні природні розломи (зони поширення тріщин), які розбивають товщу на окремі блоки [1; 2], сприяють інфільтрації хімічних розчинів і забрудненню підземних вод не тільки на ділянці свердловини, а й далеко (декілька сотень кілометрів) за її межами. Тобто природний водотрив між силуром і водоносною крейдою втрачає свої властивості в разі застосування методу гідророзриву через наявність зон тріщинуватості. Це створює загрозу забруднення питних вод хімічними реагентами, які запоповуватимуть у пласт разом з водою. По зонах тріщинуватості реагенти можуть потрапити у водоносний горизонт у відкладах верхньої крейди (основний водоносний горизонт господарсько-питного водопостачання в Західному регіоні України) та в інші водоносні горизонти. Найбільша загроза існує для вод, що розташовані у Волино-Подільському артезіанському басейні. Тут можуть бути забруднені не тільки води наявних водозаборів питних підземних вод та води мінеральні, які розливають на заводах, а й води колодязів населених пунктів, оскільки тут зони тріщинуватості проникають через усю товщу осадових порід від силуру до четвертинних відкладів. Питні води, що розташовані в Передкарпатському артезіанському басейні (переважно водоносний комплекс у четвертинних відкладах), захищені вертикально і латерально потужною товщею водотривких глинистих порід (сарматські глини), у яких практично нема зони тріщинуватості.

Утворені внаслідок хімічних реакцій у рудному пласті метан і діоксид вуглецю створюють "ефект ерліфта", завдяки якому зворотна вода і сланцевий газ піднімаються до верху. Крім реагентів (переважно бензол і толуол, які є висококанцерогенними речовинами з ГДК 0,001 мг/л), у воду, що підіймається до поверхні по тріщинах, потрапляють розчинені природні важкі метали, природні радіоактивні компоненти, метан. Зворотну воду в об'ємі понад 2 000 м³ закачують у ставки-накопичувачі. Накопичувачі промислових стічних вод також не є надійними сховищами забруднень. Поліетиленова плівка накопичувача через рік-два зруйнується, і накопичувач пропускатиме воду. Отруєна вода в ставках зворотних вод небезпечна ще й тим, що під час випаровування утворюються дуже токсичні стійкі тумани, від яких у разі вдихання може настати навіть раптова смерть. Тож усе живе (комахи, птахи, тварини, люди та ін.) наражається на небезпеку не тільки поблизу ставка, а й в околі кількох кілометрів.

Закачування під тиском у свердловину на сланцевий газ хімічного розчину спричинить отруєння насамперед артезіанських питних підземних вод.

Зворотна вода, яку закачують у ставки-накопичувачі промислових стічних вод, спричинить отруєння передусім ґрунтових та поверхневих вод.

Вимоги чинного екологічного законодавства України не дозволяють видобування сланцевого газу. Весь Західний регіон України розміщений у третьому поясі зони санітарної охорони, зони живлення водозаборів. А згідно з Постановою Кабінету Міністрів

№ 2024 від 19 грудня 1998 р. заборонено закачувати хімічні реагенти в підземні горизонти і розташовування на поверхні в ставках-накопичувачах зворотних токсичних вод (а це саме і передбачено технологією сланцевих свердловин) [10, 15]. Санітарно-захисна зона ставка промислових відходів має бути не ближче, ніж за 3 км до населених пунктів. А в нас, на заході України, така щільність населення, що такі ставки просто ніде розмістити. Щільність населення в Пенсільванії, де видобувають сланцевий газ, – 1 людина на 1 км², а на заході України – 120 людей на 1 км².

Інформація в інтернет-виданнях (фільм GasLand та ін.) свідчить, що в США на територіях, де видобувають сланцевий газ, поширюються різноманітні хвороби. Відомо, що бензол спричиняє рак та недостатність кісткового мозку, нафталін та формальдегід – канцерогени, етиленгліколь (антифриз) – нейротоксин, спричиняє смерть, метанол – високотоксичний, борна кислота – призводить до ураження нирок, смерті, бутоксиетанол – спричиняє гемоліз. Головна загроза від отруєної води полягає в тому, що коли її питимуть діти, то в майбутньому, ставши дорослими, вони не матимуть дітей! Припиниться народжуваність.

Закачування під тиском великої кількості хімічного розчину бензолу (ГДК у питній воді – 0,001 мг/дм³) та толуолу (20 000 м³, у тому числі 2,0 % бензолу та толуолу) у свердловину на сланцевий газ у Західному регіоні України (на перетині розломів [7]) безумовно спричинить забруднення питних підземних вод. Захистити водозабір від такого техногенного забруднення неможливо.

Для забезпечення населення якісною питною водою потрібно таке: а) дотримуватись вимог екологічного законодавства, насамперед Водного кодексу України, а саме: виконувати вимоги щодо зони санітарної охорони водних об'єктів [8, 9, 12], щодо водоохоронних зон та прибережних захисних смуг річок; б) будувати, де це можливо, сільські міні-водозабори ґрунтових вод, використовуючи місцевість, коли зона живлення розташована в лісі, де забруднювачів підземних вод ще нема. Такому лісу необхідно надати статус природного заповідника. Приклад такого міні-водозабору – джерела Моршинської долини, яка є заповідником Прикарпатського регіону.

У північно-східній частині Львівської області ще є місцевість з лісом, у південно-західній – ліси вже вирубані. Отже, ще можна збудувати міні-водозабори чистої води, якою перш за все необхідно забезпечити дітей. Адже чиста вода – міцне здоров'я!

Сьогодні в усіх сферах життєдіяльності суспільства, у тому числі в економіці і політиці, немає нічого важливішого, ніж охорона питних вод від забруднення.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Вишняков И. Б. Тектоническое развитие юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и главные направления поисков залежей углеводородов в ее пределах на Украине / И. Б. Вишняков, В. В. Глушко. – Львов : УкрДГРІ, 1984.
2. Вишняков И. Б. Львовско-Люблинский палеозойский прогиб / И. Б. Вишняков // Геотектоника Вольно-Подоллии. – Киев : Наук. думка, 1990. – С. 169–177.
3. Горная энциклопедия / [под ред. Е.А. Козловского]. – М. : Сов. энциклопедия, 1984–1991.
4. ГОСТ 2874-82 “Вода питьевая”.
5. ДСанПІН 2.2.4-171-10 “Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною”. Наказ Міністерства охорони здоров'я України від 12.05.2010 р. № 400.

6. Лазарук Я. Г. Геохімічні дослідження та підрахунок ресурсів сланцевого газу в межах північно-західної частини Волино-Поділля / Я. Г. Лазарук, І. Б. Губич, Т. О. Сирота та ін. // Мінеральні ресурси України. – 2012. – № 2. – С. 13–16.
7. Маєвський Б. Й. Щодо природи сланцевого газу і ефективності його пошуків / Б. Й. Маєвський, С. С. Куровець, В. Р. Хомин, Т. В. Здерко // Нафтова і газова промисловість. – 2013. – № 3. – С. 50–54.
8. Орадовская А. Е. Санитарная охрана водозаборов подземных вод / А. Е. Орадовская, Н. Н. Лапшин. – М.: Недра, 1987.
9. Положение о порядке проектирования и эксплуатации зон санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов хозяйственно-питьевого назначения. – М. : Минздрав СССР, 1983. – 20 с.
10. Постанова Кабінету Міністрів України від 18 грудня 1998 р. № 2024 “Про правовий режим зон санітарної охорони водних об’єктів”.
11. Природа Львівської області / [за ред. К. І. Геренчука]. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1971.
12. Про охорону навколишнього природного середовища. Закон України від 25 червня 1991 року // Відомості Верховної Ради України. – 1991. – № 41. – С. 546.
13. Справочное руководство гидрогеолога : В 2 т. / [за ред. В. М. Максимова]. – Л. : Недра, 1979.
14. Травень В. Ф. Органическая химия : В 3 т. / В. Ф. Травень. – М. : Бином. Лаборатория знаний, 2013.
15. Водний кодекс України. Постанова Верховної Ради України від 06.06.1995р.

*Стаття: надійшла до редакції 26.06.2013
доопрацьована 09.10.2013
прийнята до друку 04.11.2013*

THE PROBLEM OF LVIV REGION WATER RESOURCES PROTECTION

V. Kharkevych¹, Y. Misiura²

¹*Ivan Franko National University of Lviv,
geological faculty, department of ecological and engineering geology and hydrogeology,
Hrushevsky Street, 4, 79005, Lviv, Ukraine,
e-mail: admingeo@franko.lviv.ua*

²*Lviv Department of UkrSGPI, Pasichna Street, 38 a, 79038, Lviv, Ukraine,
e-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua*

Three types of feed areas of underwater artesian deposits are described: area of feed, located in higher in relief part of locality; a feed which runs through the rivers on crack areas; a feed which is in deep breaks. The essence of water protection from contamination is described.

Key words: area of feed, contamination, water, protection, water horizon.

ПРОБЛЕМА ОХРАНЫ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ЛЬВОВЩИНЫ

В. Харкевич¹, Я. Мисюра²

¹*Львовский национальный университет имени Ивана Франко,
геологический факультет, кафедра экологической и инженерной геологии,
улица Грушевского, 4, 79005, Львов, Украина,
e-mail: admingeo@franko.lviv.ua*

²*Львовское отделение Украинского государственного геологоразведочного института
улица Пасичная, 38 а, 79038, Львов, Украина,
e-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua*

Обобщенно и охарактеризовано три вида зон питания артезианских месторождений подземных вод: зона питания, расположенная в высшей части рельефа местности; питание происходит с реки по зонам трещин; питание – со стороны глубоких разломов. Описано сущность защиты месторождения вод от загрязнения.

Ключевые слова: зона питания, загрязнения, вода, охрана, водный горизонт.