

Міністерство освіти і науки України
Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна
Факультет геології, географії, рекреації і туризму
Кафедра фундаментальної та прикладної геології

До захисту перед ЕК допущено
В.о. зав. кафедри _____ доц. Сухов В.В.
« _____ » _____ 2025 року

**«Геологічна будова та нафтогазоносність
Передкарпатського прогину»**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА

Виконав:

студент 4 курсу, група ГЗ-41,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«Геологічна зйомка, пошуки та
розвідка корисних копалин»

Джемелінський Дмитрій Андрійович

Керівник:

к. геол. н., доц.

Клевцов Олександр Олександрович

*Кваліфікаційна робота захищена
з оцінкою « _____ »*

_____ *Голова ЕК Безрук К.О.*

_____ *Секретар ЕК Тищенко І.І.*

« _____ » _____ 2025 року

Харків – 2025

ЗМІСТ

ВСТУП	3
Розділ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ НАРИС	5
Розділ 2. ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВІДКЛАДЕНЬ.....	7
Розділ 3. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНИЙ ОПИС	23
3.1. Характеристика колекторських властивостей порід.....	27
3.2. Нафтогазоносність	34
Розділ 4. ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ	38
Розділ 5. ОЦІНКА МОЖЛИВИХ ОБСЯГІВ І УМОВИ ЗАКАЧУВАННЯ РІДКИХ ПРОМИСЛОВИХ СТОКІВ	55
5.1. Пружні запаси водоносних комплексів та перспективи їх використання	55
5.2. Виснажені поклади нафти і газу як резервуар для збереження	60
5.3. Гідрогеохімічні умови закачування.....	61
ВИСНОВКИ.....	65
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	67

ВСТУП

Передкарпатський прогин – одна з найскладніших і водночас найперспективніших нафтогазоносних структур України. Його унікальне геологічне положення між Українським щитом і Карпатською складчастою системою зумовило формування потужного осадового чохла, який містить численні колекторські горизонти й пастки вуглеводнів. На сьогодні у межах прогину відкрито понад сто родовищ нафти, газу і конденсату, але суттєва частина ресурсного потенціалу залишається ненадійно оціненою через складну будову, багатетапну тектонічну історію та стрімку фаціальну мінливість порід.

Актуальність даної кваліфікаційної роботи визначається потребою докладної інтеграції нових геологічних, геофізичних і гідродинамічних даних щодо Передкарпатського прогину. Систематичний перегляд літолого-стратиграфічних моделей, удосконалення уявлень про тектонічну еволюцію та уточнення критеріїв нафтогазонасиченості є необхідними для обґрунтування подальших пошуково-розвідувальних робіт, вибору оптимальних напрямів розробки діючих покладів та безпечного закачування промислових стоків у виснажені резервуари.

Мета роботи – комплексне дослідження геологічної будови й нафтогазоносності Передкарпатського прогину з урахуванням колекторських властивостей, гідрогеологічних умов та можливості вторинного використання виснажених покладів і водоносних комплексів.

Основні завдання:

охарактеризувати фізико-географічні умови й геоморфологію території;
виконати літолого-стратиграфічний аналіз дочетвертинних і четвертинних відкладів;

виділити та проаналізувати головні тектонічні елементи прогину, визначити їхню роль у локалізації покладів;

оцінити колекторські властивості порід і створити узагальнену схему нафтогазоносних комплексів;

розглянути гідрогеологічні умови, встановити вплив підземних вод на збереження й розробку покладів;

обґрунтувати обсяги та умови закачування рідких промислових стоків до водоносних горизонтів і виснажених родовищ;

сформулювати практичні рекомендації щодо ефективного та екологічно безпечного використання ресурсів прогину.

Об’єкт дослідження – Передкарпатський прогин як цілісна структурно-тектонічна одиниця.

Предмет дослідження – стратиграфічна будова, тектонічні особливості, колекторські горизонти та закономірності поширення вуглеводнів, а також гідрогеологічні системи, придатні для закачування стоків.

Методи дослідження включають аналіз фондів бурових і сейсмозв’язувальних матеріалів, літолого-петрографічні та петрофізичні дослідження керну, інтерпретацію геофізичних даних, статистичну обробку результатів випробувань свердловин, а також GIS-моделювання структурних і гідрогеологічних параметрів.

Наукова новизна полягає в уточненні меж і внутрішньої будови колекторських зон, у виявленні нових нафтогазоносних рівнів у нижньокрейдових та еоцен-олігоценових відкладах, а також у запропонованій схемі інтегрованого використання пористих резервуарів для геотехнічних потреб.

Практичне значення роботи полягає в можливості застосування отриманих результатів під час планування буріння та розробки родовищ, проєктування систем утилізації промислових стоків і розробки регіональних програм раціонального використання надр.

Таким чином, виконане дослідження сприятиме подальшому розкриттю потенціалу Передкарпатського прогину, забезпеченню енергетичних потреб регіону й мінімізації екологічних ризиків, пов’язаних з нафтогазовидобувною діяльністю.

Розділ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ НАРИС

Досліджувані регіони розташовані у Львівській, Волинській, Рівненській, Івано-Франківській, Тернопільській та Чернівецькій області та займає площу близько 7 тис. км².

За умовами рельєфу ця територія різноманітна і включає великі орографічні підрозділи, а саме:

- 1) Волинську височину – піднесену горбисту рівнину, вкриту лісовими відкладеннями;
- 2) Бузько-Стирську низовинну рівнину, вкриту чохлам воднольодовикових та лесових утворень;
- 3) Подільську височину – відносно високо підняту (до 300-350 м над рівнем моря) та глибоко розчленовану рівнину з малопотужним лісовим покривом);
- 4) Передкарпаття - систему горбистих пагорбів і плоских низин, покритих зазвичай нелісовими суглинками.

Основна частина території, що вивчається - рівнинні, слабопогорблені землі з абсолютними висотами 250 - 450 м. Винятком є Предкарпаття – фізико-географічна область, укладена між Подільською височиною та південно-східними схилами Карпат. Вона характеризується сильно розчленованим рельєфом із значними амплітудами висот та абсолютними відмітками, що досягають 600-700 м над рівнем моря. Геоморфологічні та інші особливості всіх цих підрозділів зумовлені їхньою геологічною будовою.

Волинська височина, Бузько-Стирська низовина та Подільська височина закладені на південно-західному перикратонному опусканні Українського щита.

На досліджуваній території густа розгалужена річкова мережа, причому її закономірності визначаються положенням Головного Європейського

вододілу, розташованого в крайній північно-західній частині регіонів (район м. Львова). Переважають тут річки системи Чорного моря, серед яких головні Стир та Дністер з його найбільшими притоками Прутом, Серетом, Стрієм, Збручем та ін. До системи Балтійського моря відносяться верхів'я Західного Бугу та деякі притоки нар. Сан. Частина річок (Західний Буг, Вишня, Прут та ін.), витoki яких знаходяться в Україні, продовжуються у сусідніх країнах.

Природні багатства краю, що у безпосередній близькості до високорозвиненим промисловим центрам і підприємствам, необхідно всіляко оберігати від шкідливого впливу технічної цивілізації. У зв'язку з цим особливо важливо правильно вирішити проблему поховання промислових стоків, щоб не завдати довкіллю непоправної шкоди.

Розділ 2. ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВІДКЛАДЕНЬ

Внутрішня зона Передкарпатського прогину. Внутрішня зона виконана майже 5-кілометровою товщею неогену, що включає поляницьку, воротищенську, стебнікську і балицьку почти, частково породи тортону і нижнього сармату. вигідною та швидкицькою почетами аоцену, а також менілітовим почтом олігоцену.

Крейдяні утворення розчленовують на спаську, головнінську та стрійську почти. Порода спаської та головнінської світ потужністю 280 та 110 м оголюються на північному заході прогину (басейн Дністра) на території Скибових Карпат.

Спаську почет складають чорні аргіліти, розділені 60-метровою пачкою сірих масивних пісковиків.

В основі головнінської почти залягають зелені та чорні аргіліти, що чергуються з крем'янистими алевролітами. Їх змінюють крем'яністі мергелі та вапняки з пропластками аргілітів, алевролітів та пісковиків, які перекриті строкатими аргілітами з пропластками алевролітів та вапняків. У верхах залягають вапняки з пропластками аргілітів, алевролітів і мергелів.

Відкладення стрійської світи верхньої крейди представлені чергуванням пісковиків та аргілітів. Потужність товщі понад 1000 м.

Ямненська почет палеоцена складена масивними пісковиками з пропластками гравелітів, конгломератів і аргілітів. В основі світи залягає строкатий яремчанський горизонт – чергування тонких прошарків аргілітів, алевролітів та пісковиків. Потужність Ямненської почти досягає 150 м (район Старого Самбору). Вона зменшується у південно-східному та північно-східному напрямках. На південний схід у світі збільшується кількість аргілітів.

Манявська світа виражена чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів, які в розрізі розподілені нерівномірно. Максимальна кількість пісковика

розвинена в середній частині світи. Біткова внаслідок скорочення потужності пластів пісковика, а також їх заміщення аргілітами (Доленко та ін., 1977).

Вигідська світа (потужність 120-400 м) відчуває велику фаціальну мінливість. Головним її різновидом є вигідні пісковики, в основному розвинені в міжріччі Стрия – Ломниці, де їхня потужність досягає 140 м (Долинська складка). Тут Б.М. Улизло (Доленко та ін., 1969) за геофізичними даними виділяє нижню – піщану та верхню – більш глинисту – частини (чергування пісковиків та аргілітів). На північний захід від р. Стрия у розрізі пісковиків немає (Доленко, 1962). На південний схід від р. Ломниці вигідні пісковики поступово заміщуються пасічнянськими вапняками.

Верхній еоцен у внутрішній зоні представлений у бистрицькій та попальській фаціях. Перша їх переважно глиниста, друга більш піщаниста. Їхня потужність становить 50 – 450 м. Найбільша потужність пісковиків бистрицької почти відзначена в Стинавській та Орів-Уличнянській складках, вона зменшується на північний захід та південний схід від них.

У менілітовому світі по літологічному складу виділяють нижньо-середньо- (лоп'янецьку) і верхньоменілітову підсвіти (Ладижанський, 1955; В'ялов, 1961, та ін).

Нижня частина нижньоменелітової підсвіти представлена темно-сірими, окремі мергелями потужністю до 15 м (шешорські шари). Вище залягають темно-сірі, коричневі кремені, вапняки та чорні аргіліти рогівкового горизонту потужністю 20 м, перекриті чорними та темно-коричневими бітумінозними аргілітами, які перешаровуються з пісковиками, алевролітами та мергелями. Загальна потужність нижньоменелітової підсвіти становить 100 – 400 м. Вона, як і піщаність, зменшується на північний захід та південний схід від Майданського тектонічного піввіка (Доленко, 1962).

Середньоменілітова підсвіта складена чорними, невапняними аргілітами з пропластками пісковика в основі, які вгору по розрізу змінюються вапняними, сірими глинами з пропластками пісковиків різнозернистих потужністю 1 - 3 м. Породи Лоп'янецької підсвіти найбільш розвинені в центральній частині

внутрішньої зони, де їхня потужність досягає 200 м і більше. На решті території прогину їх майже немає. Скорочення потужності супроводжується зменшенням піщанистості.

Найбільш повні розрізи верхньомінілітової підсвіти також зустрінуті в центральній частині прогину, де її потужність становить близько 870 м. За літологічним складом вона нагадує нижньоменілітову та представлена чергуванням чорних, темно-коричневих невапняних бітумінованих аргілітів із сірими некарбонатними пісковиками та алевролітами (Доленко, 1962). За даними Л.Т. Бойчавської (Доленко та ін., 1977), піщанистість підсвіти зменшується на північний захід та південний схід від Спаської лінії складок. Загальна потужність менілітової почти змінюється від 160-180 м на площі Орів (Вулично до 1300 м у Спаській складці) (Доленко та ін., 1969). Її потужність, крім того, зменшується у поперечному напрямку від Берегової скібі до Передкарпатського прогину.

Поляницька світа представлена вапняними аргілітами, що чергуються з різнозернистими пісковиками потужністю від перших сантиметрів до кількох метрів. У деяких місцях у подошовній частині зустрічаються конгломерати потужністю до 40 м. На північний захід від р. Старий Самбір порід поляницької почти, мабуть, немає. У Бориславській глибинні складки їх потужність становить 200-300 м, збільшуючись у Долинському районі до 500 м.

У розрізі воротищівської почти виділяють три підсвіти: нижню, середню (загірську) та верхню.

Нижньоворищенська підсвіта виражена чергуванням вапняних глин з тонкими прошарками пісковиків. Зустрічаються також конгломерати, лінзи солей і набуття гіпсу.

Загорська підсвіта потужністю до 2 км складена в основному грубокластичні теригенними утвореннями. В основному це різнозернисті пісковики з прошарками глин та конгломератів.

Верхньоворотищенська підсвіта потужністю до 800 м представлена глинисто-солоносною фацією на північному заході та піщано глинистою (добротівською) на південному сході прогину. У центральному районі спостерігаються взаємопереходи цих фацій.

Стебникську світу складають строкаті глини, аргіліти з прошарками алевролітів та пісковиків. У низах світи на північному заході прогину виділяється товща потужністю до 600 м поліміктових конгломератів, що іноді переходять у гравеліти та грубозернисті пісковики (Буров та ін., 1976). Загальна потужність світи рідко перевищує 2000 м.

Балицька світа за літологічним складом близька до стебнікської і представлена зеленувато-сірими, червонувато-бурими, піщанистими, сильно вапняними глинами з прошарками сірих і зеленувато-сірих пісковиків і алевролітів, кількість яких збільшується в низах розрізу. На південний схід від нар. Стрия в товщі баличської почти кількість глинистого матеріалу дедалі більше збільшується, а потужність світи зменшується від 1500 м на північному заході до 100-200 м у басейні р. Пістинки.

Відкладення тортону та нижнього сармату у внутрішній зоні поширені локально, виконуючи невеликі мульди. Вони складені глинами з дрібномоцними прошарками пісковиків та алевролітів.

Зовнішня зона передкарпатського прогину. У будові зовнішньої зони беруть участь рифейські, палеозойські, мезозойські та неогенові відкладення.

Рифейські освіти розкриті свердловинами на північному заході прогину на площах Мостиська, Соколя, Чижевичі, Ходновичі, Боратичі, Чижки, Пиняни безпосередньо під товщиною міоцену. Літологічно вони складені червоними, бурими, сірими, зеленувато-сірими філітами та хлорито-серицитовими сланцями з малопотужними пропластками кварцитів, кварцитоподібних алевролітів, пісковиків та крем'янистих аргілітів.

Палеозойські відкладення представлені породами кембрія, силуру, але в південному сході зовнішньої зони – ордовика і девона.

Породи кембрія, пройдені свердловинами на площах Коханівка, Підлуби, Добряни, Рудки, Майничі, Північні Мединичі, Угерсько, Держов, Дашава, Гринівка, Богородчани-Парище та ін. пісковиків та алевролітів.

Силурійські утворення – це темні сланці, аргіліти, алевроліти, рідко – пісковики, мергелі, вапняки. До девону віднесено строкати аргіліти та пісковики, розкриті свердловинами на південному сході зовнішньої зони.

У складі мезозойського комплексу відкладень виділено нижньо-, середньо- та верхньоюрський, нижньо- та верхньокремовий відділи.

Нижньоюрські утворення потужністю близько 190 м розкриті скв.1 – Північні Мединичі та виражені чергуванням кварцових, сірих, середньозернистих, вапняних пісковиків та алевролітів, а у верхній частині розрізу – глини та аргілітів з прошарками кам'яного вугілля.

Середньоюрські відкладення найкраще вивчені північному заході зовнішньої зони. Тут їхня потужність максимальна – понад 270 м (на решті території зазвичай становить 10 – 60 м). У районі с. Коханівка у розрізі середньої юри виділяють дві товщі: верхня, переважно аргілітова, потужністю понад 200 м і нижня, головним чином піщана, потужністю близько 70 м. На решті території середня юра складена темно-сірими аргілітами, алевролітами, пісковиками і грабіжниками.

У розрізі верхньої юри за літологічними ознаками виділяють доломітово-ангідритовий і вапняковий комплекси порід, відповідно віднесені до каллово-оксфордського та кімеридж-титонського ярусів (Утробін, 1962; Сандлер та ін, 1963).

Відкладення келловей-оксфордського ярусу представлені лагунними і мілководними морськими утвореннями (доломіти, ангідрити, ззовні, що чергуються з пропластками глини і пісковиків). У їхньому складі В.Г. Дулуб (1963) знизу вгору виділяє окремі спікулові вапняки, рифові вапняки, вапняково-глинистий горизонт і доломітово-вапнякову пачку.

За матеріалами промислово-геофізичних досліджень у свердловинах Б.М. VI₂) та чотири пачки в кімаридо-титонських відкладах (VI₁, V, IV, III).

Пачка XII₂, що відповідає товщі окремих спікулових вапняків та спонголітів, простежується на площах Піддуби, Коханівка, Рудки та Північні Медичні. Її потужність змінюється від 13 м у скв.1 – Коханівка та у скв.20 – Рудки. На південний схід від скв.8 - Північні Медичні ця пачка виклинюється і випадає з розрізу.

Пачка XII₁, що поєднує товщу рифових вапняків, складена сірими, кремєво-сірими органогенно-уламковими та доломітизованими вапняками. Потужність пачки становить 28 – 52 м.

Пачка XI (вапняково-глинистий горизонт) потужністю 8 – 40 м представлена строкатими глинами, доломітами та вапняками з пропластками мергелів, пісковиків та алевролітів.

Пачка X виражена вапняками з прошарками доломітизованих вапняків та включеннями зелених глин. Кількість пропластів і потужність доломітизованих вапняків збільшуються на схід та південний схід зовнішньої зони (потужність усієї пачки в цих напрямках зменшується від 50 – 60 м на північному заході прогину до 10 – 15 м).

Пачки IX, VIII, VII складені чергуванням малопотужних прошарків вапняків та доломітизованих вапняків з рідкісними прошарками пісковиків при переважанні вапняків у розрізі VIII пачки, кількість яких загалом збільшується на південний захід.

Верхня частина товщі доломітів і доломітизованих вапняків (пачки VI₆ - VI₂) представлена сірими та темно-сірими вапняками з прошарками доломітів і пропластками пісковиків. Верхні пачки на північний захід і південний схід від с.

Пачка VI₁ включає вапняки з прошарками доломітів. На площах Рудки, Поддуби в основі пачки виявлено конгломерати та брекчії, вище яких залягають пісковики потужністю від 6 м у вкв. 10 до 26 м у вкв. – Рудки. Потужність усієї пачки VI₁ становить 40-45 м на площах Більче-Волиця, Держов, 70 – 90 м на площах Північні Медичні, Рудки, Коханівка, Піддуби та зменшується до 30 м на південному сході зони (вк. 5 – Красноільськ).

Вищезалягаюча товща пелітоморфних, оолітових, органогенно-уламкових та доломітизованих вапняків з пропластами пісковиків та доломітів охоплює пачки V, IV, III. Дві перші характеризуються досить витриманою потужністю вздовж усієї зовнішньої зони, а потужність пачки III різко змінюється внаслідок розмиву верхніх частин розрізу, обумовленого тривалою перервою в осадо накопиченні. Так у вкв. 1, 16, 17 – Коханівка потужність цієї пачки 115 – 120 м, зменшуючись до 38 м у св. 5 – Коханівка. На Рудківській структурі породи пачки III потужністю до 38 м збереглися лише у синклінальній частині (скв. 20, 105). З віддаленням від осової зони синкліналі неогенові відкладення залягають на давніх утвореннях Юри. У найповнішому обсязі пачка III збереглася у зоні Краковецького розлому. До цієї ж зони присвячені максимальні загальні потужності юрських відкладень, що досягають у районі Новосілок – Грушева 1200 – 1300 м.

Крейдяний комплекс у зовнішній зоні представлений нижньо- та верхньокремовими відділами.

Нижньокрейдаові відкладення найповніше виражені на площах Більче-Волиця, Держов, Угерсько, Північні Медичні та Подлуби. На останній за літологічними ознаками В.Г. Дулуб (1965) виділила такі чотири товщі знизу вгору: темно-сірі вапняні аргіліти, потужність 10 – 20 м; світло-сірі та кремові органогенно-уламкові глинисті та піщанисті вапняки потужністю 70 м; сірі та зеленувато-сірі органогенно-детритові вапняки потужністю до 40 м і такої ж потужності товщу сіро-зелених вапняних, слабосцементованих пісковиків, що іноді переходять у вапняки.

На південному сході зовнішньої зони (площі Парище, Слобідка Лісова, Красноільськ) нижньокремові утворення, потужність яких уздовж прогину становить 80-200 м, представлені піщаними вапняками, піщаними глинами, аргілітами та глинистими алевролітами.

Б.М. Влізло в нижньокрейдювій товщі за промислово-геофізичними даними виділяє пачки II, I, «В» та «Г». Пачка II темно-сірим аргілітам та частини органогенних вапняків, що корелюються з першою та низами другої товщі В.Г.

Дулуб. Верхам другої товщі відповідає пачка І. До пачки «Г» віднесено нижню, більш глинисту частину товщі сірих і зеленувато-сірих вапняків, а до пачки «В» - їх верхню частину і сіро-зелені пісковики.

Потужність нижньокрейдових відкладень здебільшого зменшується в результаті розмиву пачки «В», місцями пачки «Г» і верхів пачки І.

У верхньокрейдових відкладах найбільша потужність яких сягає 570 - 720 м (площі Угерсько, Більче-Голиця і Північні Мединичі), виділено сеноманський і туронський яруси, а решта розрізу об'єднана в сенонський підвідділ.

Нижня частина сеноманського ярусу складена кварц-глауконітовими пісковиками. Їхня потужність збільшується від 2 – 7 м на північному заході до 30 м на південному сході зовнішньої зони. Вище по розрізу залягають піщані вапняки з включеннями глауконіту потужністю від 7 м в кв. 18 - Північні Мединичі до 33 м у кв. 15 - Слобідка Лісова.

До туронського ярусу віднесені вапняки, мергелі, глини, пісковики та алевроліти зі стягненнями чорних кремнів.

Синонський підвідділ представлений пісковиками, алевролітами, вапняковими аргілітами і мергелями. Угерського, Більч-Волицького та Північно-Мединицького родовищ.

Максимальна потужність крейдових відкладень, що досягає у зовнішній зоні 850 м, збігається із положенням осі Львівської крейдової мульди. Уздовж цієї зони на південно-західному схилі Волино-Подільської плити вона зростає до 1450 м.

У післякрейдовий час у зовнішній зоні існувала тривала перерва в опаді. Територія піддавалася інтенсивному розмиву, внаслідок чого міоценові відкладення, представлені гельветським, тортонським та сарматським ярусами, зараз залягають на різновікових породах до донеогенової основи (риффея, палеозою, юри та крейди),

Гельветські утворення потужністю до 70-100 м поширені незначно і зазвичай виконують нерівності ерозійної поверхні. Вони складені кварцовими, зеленувато-сірими, дрібно-і середньозернистими, пухкими пісковиками з

рідкими пропластками темно-сірих, вапняних глин. У нижній частині розрізу зустрічаються конгломерати, що складаються з уламків вапняків, мергелів та пісковиків.

Відкладення тортонського ярусу включають баранівські шари нижнього тортону, гіпсоангідритовий горизонт (тирасську свиту) і косовську свиту верхнього тортону.

Баранівські шари потужністю 5-30 м, іноді до 100 м (площа Більче-Волиця), трансгресивно залягають на породах від рифею до гелвету включно. Їх розріз складають мергелі та глини з пропластками пісковиком та туфогенних порід, редео – вапняків.

Основним компонентом тирасської почти потужністю до 40 м (рідко 80 – 100 м) є сірі, темно-сірі ангідрити та глини з прошарками та прожилками гіпсу та кам'яної солі.

Відкладення косовської світи представлені сірими, темно-сірими, вапняними глинами та аргеллітами з пропластками світло-сірих, вапняних, дрібнозернистих пісковиків та алевролітів, рідко – мергелів, туфів та туфітів.

Піщанистість розрізу косовської світи переважно низька. Вона частково зростає зі збільшенням загальної потужності світи, яка дуже різна. Так, на північному заході прогину вона становить 10 – 40 м на піднятому Угерсько-Косовському блоці, збільшуючись до 500 м у найбільш опущених місцях Крукеницького блоку та до 600 – 700 м на південний схід від Покутського поперечного розлому.

У товщі нижнього сармату виділяються нижче- та верхньодашавські підсвіти.

Нижньодашавська підсвіта складена потужною товщею сірих, темно-сірих вапняних сланцюватих, аргілітоподібних глин, що чергуються зі світло-сірими, сірими і зеленувато-сірими, різнозернистими, вапняними пісковиками, алевролітами і рідкими прошарками нижнього сармату.

У відкладах верхньодашавської підсвіти, на відміну нижньодашавської, різко переважають глини. Кількість малопотужних прошарків пісковиків та алевролітів у них рідко перевищує 10 – 15% загальної потужності підсвіти.

Часто вміст пісковиків та алевролітів у розрізі нижнього сармату, особливо у нижньодашавській підсвіті, значно зростає. На підставі цього в товщі, що досліджується, виділяються піщано-глинисті пачки, які за даними промислово-геофізичних досліджень у свердловинах простежуються на значні відстані. Характеристика розрізу піщаних пачок зазвичай наступна (знизу догори): чисті глини; поява в глинах окремих прошарків пісковиків та алевролітів; часте чергування глин, алевролітів та пісковиків; значне збільшення прошарків пісковиків та алевролітів.

Аналогічні піщані пачки, але зазвичай меншої потужності та слабо витримані за площею, виділяються і в косовській свиті. У ній у районі Коршево, наприклад, виділяється 11 піщаних горизонтів: на площах Ковалівка-Черешенка та Богородчани-Парище відповідно 5 та 6, а на північному заході зони – 3. На деяких площах (Коханівка, Судова Вишня, Добряни та ін.) косовська свита в основному.

Для нижнесарматських отложений, главным образом для нижнедашавской подсвиты, существует несколько схем разбивок на горизонты, а для многих газовых месторождений применялась местная номенклатура песчаных горизонтов, так на Рудковском месторождении в нижнедашавской подсвите выделено шесть горизонтов (I – III, IIIa, IIIб, IV, IVa), на Опарском – 7 (I-V, Va, VI), стільки ж на Кавському (I – III, IIIa, IIIб, IIIв, IV), Угерському – до 19 горизонтів тощо. Всі ці горизонти відрізняються між собою потужностями та нерідко становищем у розрізі.

У Крукеницькому блоці, де знаходяться Ходновичське, Садковицьке, Пинянське та Залужанське родовища, а також на інших розвіданих площах цього блоку, нижньодашавська підсвіта розчленована на горизонти за схемою Ходновицького родовища. Тут виділено 15 горизонтів (VIII – XV, XVa, XVI – XXI) та 7 – у верхньодашавській підсвіті (I – VII).

Співробітники Стрийської експедиції геофізичних досліджень свердловин на північно-західній частині зовнішньої зони запропонували єдину схему розчленування сарматських відкладень та виділили 14 горизонтів у верхньодашавській (ВД-1 – ВД-14) та 17 – у нижньодашавській (НД-1) – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – підніжньодашавська (НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – НД-1 – підніжньодашівська (НД-1) – НД-1 – НД-1 – підніжньодашівська (НД-1 – НД-1 – НД-1 – ПД-1) – под. Потужність піщаних горизонтів нижньодашавської підсвіти, як і загальна потужність неогену, на піднятому Угерсько-Косовському блоці, порівняно з Крукеницьким блоком, різко скорочується, а в деяких місцях даного блоку нижні горизонти (НД-16, НД-17) майже повністю виклинюються.

У розрізі нижньодашавської підсвіти пісковики переважно розвинені у верхній частині, тобто. вище за горизонт НД-7, що відповідає XIV Ходновицькому.

Виняток становлять максимально занурені ділянки Крукеницького та Угерсько-Косовського блоків, які безпосередньо розташовані в зоні Краковецького розлому або примикають до нього (площі Залужани, Грушів, Південні Опари, Майничі, частково Новосілки та ін.), де піщанистість різко зростає вниз по розрізу.

Піщаний матеріал у нижньодашавській підсвіті нерівномірно поширений і площею (Бойчук, 1966; Щерба, 1970). На прикладі деяких локальних піднять встановлено, що кількість пісковиків у нижньодашавській підсвіті різко зростає від склепінь до їх перикліналів та крил. Це південно-східні перикліналі Ходновицького, Пинянського, Залужанського та Дашавського піднятий, південно-західні крила Новосілівської, Майницької, Грушевської, Опарської, Ковалевсько-Черешінської та інших структур. На їх склепіннях пісковики становлять у розрізі горизонту 15-20%, збільшуючись до 40-50% і навіть більше на периклиналях та крилах.

Відкладення верхньодашавської підсвіти на більшій частині зовнішньої зони представлені глинами. Максимальна кількість пісковиків у цій підсвіті зосереджена на Свидницькому родовищі, де було виділено 11 піщано-глинистих горизонтів (зараз 14). На решті території Угерсько-Косовського блоку пісковиків у верхньодашавській підсвіті практично немає, за винятком двох-трьох малопотужних горизонтів у районі Більче-Волиці-Угерсько.

У Крукеницькому блоці до 15-20% пісковиків у верхньодашавському посвіті міститься на Ходновичському, місцями Пинянському та Залужанському родовищах.

На підставі проведених досліджень можна зробити такі висновки про розподіл пісковиків у мезозойському та неогеновому комплексах зовнішньої зони:

1. Юрські відкладення не відрізняються певними закономірностями у розподілі піщаного матеріалу, за винятком його незначного збільшення в низах середньої юри та кімеридж-титонського ярусу (основа пачки VI₁).

2. Верхньокремові відкладення, головним чином породи севонського підвідділу, характеризуються різкою фаціальною мінливістю. Максимальна кількість пісковиків з хорошими колекторськими властивостями зосереджена в Угерсько-Косовському блоці між поперечними Стрийською та Дрогобицько-Ширецькою зонами розломів.

3. У неогеновому комплексі найбільша кількість пісковиків приурочена до верхів косовської світи та нижньодашавської підсвіти; воно зростає вниз по розрізу зі збільшенням потужності даних відкладень.

4. На локальних міоценових підняттях пісковики розподілені також нерівномірно.

5. Невідповідність у розподілі пісковиків зумовлена нерівномірним прогинанням блоків донеогенової основи, рознесенням бруднозернистих опадів підводними течіями та, як зазначає Г.М. Доленко (1962) та ін., їх відкладенням на проміжних ділянках між підняттями та депресіями, піднятими та опущеними блоками. Приуроченість пісковиків до перикліналів

і крил піднятий ще пояснюється їх зв'язком з конусами виносу та русловими потоками прикарпатських річок, русла яких іноді могли збігатися зі становищем поперечних розривів.

Південно-західний схил Волино-Поділля. Осадний чохол цього регіону складний потужною товщею відкладів верхнього рифею, вендського комплексу, кембрію, ордовіка, силуру, девону, нижнього карбону, юри, верхньої крейди, неогену.

Верхньорифейські відкладення представлені поліською серією – потужною теригенною товщею, яку складають пачки червоноцвітих, дрібнозернистих пісковиків і крупнозернистих алевролітів, що перешаровуються. Поширення опадів поліської серії обмежено межами Волино-Оршанського грабенообразного прогину. Максимальні потужності цих відкладень 840-870 м присвячені центральній частині прогину – району Луцьк – Горохів – Овадно. Глибини залягання їх становлять 1500-1400, у середньому перевищуючи 2000 м.

Вендський комплекс складається з волинської та валдайської серій.

Волинська серія – це комплекс вулканогенно-пірокластичних утворень, що складається з потужних пластів базальтів, що чергуються, і основних туфів берестовецької почти та базального горизонту грубозернистих пісковиків, гравелітів і конгломератів горбашівської почти.

Область поширення волинської серії охоплює територію від Брестської западини на півночі до Подільської височини на півдні. Максимальні потужності серії (до 500 м) також присвячені району Горохів – Овадно. Потужність базального горбашівського горизонту повсюдно витримана в межах 20-40 м. Глибини залягання порід волинської серії у районі їхнього максимального розвитку 1200-2000 м.

Валдайська серія незгодно перекидає вулканогенні утворення і за особливостями будови поділяється на дві нерівні частини. Нижня частина потужністю 20-120 м при досить змінному складі містить кілька пачок, складених велико-і середньозернистими пісковиками.

Більш потужна верхня частина валдайського розрізу представлена монотонним флішеподібним перешаровуванням аргілітів, алевролітів і пісковиків з явною перевагою глинистих порід.

Відкладення валдайської серії розвинені по всій території Волино-Поділля і йдуть її межі північ і південь.

Загальна потужність опадів серії збільшується зі сходу захід; нижньовалдайська частина розрізу в цьому напрямку виклинюється.

У південних районах Подільського Придністров'я породи валдайської серії оголені. Глибина залягання становить 0-4100 м.

Всі утворення протерозою зі сходу на захід поринають на великі глибини; на захід від Устилуг-Рогатинського розлому бурінням не розкрито і не вивчено.

Кембрійські відкладення представлені двома серіями – балтійською та бережківською.

Балтійська серія потужністю 80-240 м має суттєво глинистий склад. Пісковики виявлені у її підшві у вигляді регіонально витриманої пачки потужністю 15-40 м.

Бережківська серія представлена чергуванням потужних (40-100 м) піщаних та глинистих пачок, причому на більшій частині регіону переважають пісковики.

Потужність серії плавно збільшується зі сходу захід від 150 до 500 м і більше.

Кембрійські опади поширені по всій території південно-західного схилу платформи від Прибалтики до Молдови.

На Волино-Поділлі кембрійська товща утворює пологу нахилу на захід монокліналь, куди поступово занурюються відкладення; потужність їх у своїй зростає. Глибина залягання найбагатшою пісковиками частини розрізу кембрію перевищує 2000 м.

Ордовікські відкладення відзначені на території, що вивчається у вигляді малопотужної (3-5 м, зрідка більше) теригенно-карбонатної пачки.

Силурійські відкладення Волино-Поділля – це товща карбонатних порід, серед яких переважають органогенні вапняки.

Від східного краю силурійського поля на захід походить поступова глинізація карбонатного розрізу. На захід від зони Устилуг-Рогатинського розлому силурійські відкладення представлені потужною (понад 1000 м) глинистою товщею.

Потужність карбонатних відкладень складає 300-550 м.

Силурійські опади, як і кембрійські, займають величезну площу, оконтурюючи західний схил платформи. Волино-Поділля розташовується приблизно у центральній частині цього нижньопалеозойського поясу. Відкладення тут лежать із пологим моноклінальним нахилом на захід. Глибини залягання порід силурійського віку змінюються від 0 у Подільському Придністров'ї (де вони оголені) до 2000-2500 м (у межах Львівського палеозойського прогину).

Девонські відкладення представлені у регіоні двома формаціями, розділеними стратиграфічним незгодою.

Потужна товща нижньодевонських теригенних утворень згідно і послідовно продовжує силурійський розріз і об'єднана з ним у єдиний седиментаційний цикл.

Тиверська серія переважно глинистого складу. Тільки у верхній її частині у помітній кількості з'являються пісковики та алевроліти.

Дністровська серія, складена червонобарвними пісковиками і алевролітами, що незакономірно чергуються, характеризується надзвичайною фаціальною мінливістю по площі і розрізу.

Тиверська серія розвинена практично на тій самій території, що і силурійські відкладення. Дністровська серія займає значно меншу площу. На заході її поширення обмежено Рава-Руським регіональним насувом, на півночі – Володимир-Волинським розломом, на сході вона виклинюється по лінії Литовець-Олесько-Тернопіль, що майже збігається з зоною Устилуг-Рогатинського розлому, а на півдні в Подільському Придністров'ї всі нижньо.

Крім того, значний ерозійний зріз порід тиверської серії під середньодевонським або езокайнозойським чохлам встановлено на схід від поширення дністровської серії. У покрівлі дністровських відкладень виявлено кору вивітрювання, що свідчить про наявність стратиграфічної перерви між нижнім та середнім девонієм.

Загальна потужність нижньодевонських відкладень зростає зі сходу на захід від 100 до 1600 м, причому на частку дністровської серії у західних розрізах припадає до 700 м. Середні глибини залягання цих відкладень у палеозойському Львівському прогині 1800-2300 м.

Середньо-верхньодевонські відкладення незгодно перекривають дністровську та тиверську серії. Представлені вони монотонною карбонатною товщею, основну роль якої грають вапняки. У нижній третині цього розрізу (150-180 м) відзначені малопотужні (10-20 м) пачки змішаного теригенного складу, що перешаровуються з інтенсивно сульфатизованими доломітами. Глибина ерозійного зрізу збільшується зі сходу захід. На схід від Горохова, де виклинюються нижньокам'яновугільні опади, середньо-верхньодевонські відкладення глибоко еродовані, під мезозойським чохлам їх потужність не перевищує 100 м.

Розповсюдження описуваної карбонатної товщі закріплене межами Львівського палеозойського прогину, в найбільш зануреній західній частині якого її потужність досягає 1000 м при глибині залягання 700-1000 м.

Нижньокам'яновугільні відкладення – це потужна переважно теригенна товща, тільки в нижній частині якої розвинені прошарки та пачки вапняків. Максимальний розвиток її (потужність 1200 м) приурочено до Львівсько-Волинського вугільного басейну, що розташований у крайній північно-західній частині території, що вивчається. Глибини залягання найбагатшою на піщаники вугленосної частини розрізу не перевищують 1000 м.

Розмиту поверхню палеозойських порід перекриває мезо-кайнозойський чохлам потужністю до 600 м, складений теригенно-карбонатними відкладеннями юри, верхньої крейди та неогену.

Розділ 3. СТРУКТУРНО-ТЕКТОНІЧНИЙ ОПИС

Передкарпатський прогин на території України простягається на 300 км. Моласовий прогин розвивався на геосинклінальному флішевому крейда-палеогеновому, а на північному сході – на платформній рифей-палеозойській та мезозойській основах, на яких відклалися переважно нижні моласи у першому та верхні – у другому випадках. З огляду на це, а також різний характер тектоніки, Предкарпатський прогин ділять на зовнішню та внутрішню зони (Богданов, 1949), що відрізняються особливостями будови та нафтогазоносності.

Внутрішня зона Предкарпатського прогину за регіональним Стебницьким насупом насунута на зовнішню зону. За даними буріння та геофізичних досліджень амплітуда насупу вздовж прогину змінюється від 10 до 25-30 км. На глибині ці зони розділені передкарпатським глибинним розломом.

Внутрішня зона характеризується широким розвитком покривно-надвігових структур північно-західного простягання, які ускладнені поперечними та діагональними скиданнями, зсувами та скидо-зсувами. У її межах виділяють Бориславську, Трускавецьку та Дрогобицьку підзони з крейда-палеогеновими флішевими утвореннями на підставі (В'ялов, 1953; Ладжанський, 1955; та ін.).

Л.Т. Бойчевська (1973) зазначає, кожна з підзон є не одну складку (скибу), а групу ліній складок, які з надвігових брахиантиклинальних складок. Так, у Бориславській підзоні вона виділяє, власне, Бориславську, Долинську та Спаську лінії складок, насунутих одна на одну у північно-східному напрямку та утворюючих скибово-лускату структуру. Внаслідок ундуляції шарнірів у лініях складок розвинені брахискладки завдовжки 8-15 і завширшки до 4-7 км. До Спаської лінії складок, наприклад, нею віднесені Вітвицька, Спаська, Слизкінська та бухтовецькі структури, які простежуються в основному під покривом Скибової зони Карпат.

Долинська лінія складок об'єднує (з північного заходу на південний схід) Урич-Завадовську, Долинську, Верхньоструктинську, Прислуп-Багрівську та Газову структури, а Бориславська (найпівнічніше-східна) – Старосамбурську, Воля Блажевську, Монастирецьку, Урож-Нав. Орів-Уличнянську, Танявську, Північно-Долинську, Нижньоструктинську, Майданську, Молодьківську структури та «Старої Копальні» («Розломна тектоніка Предкарпатського та Закарпатського прогинів...», 1976).

Ці складки складені крейда-палеогеновими відкладеннями, перекритими породами поляницької та воротищенської світ.

Трускавецька підзона, складена тими самими утвореннями, становить другий покрив структур внутрішньої зони. Крейда-палеогенові відкладення в ній залягають значно глибше, ніж у Бориславській підзоні (нижче 3500 м), і у зв'язку з цим складки вивчені недостатньо. Тут Л.Т. Бойчевська передбачає виділяти щонайменше трьох ліній складок (Давинячську, Пневську та Битковську).

Дрогобицька підзона характеризується розвитком потужної товщі нижніх міоценових молас, складених породами стебницької та балицької світ, які виконують підзону до глибини 3-4 км. Ширина виходу молас на поверхню вздовж прогину становить 20 км, звужуючись до повного виклинювання на південному сході прогину.

Зовнішня зона передкарпатського прогину. В осадовому комплексі відкладів зовнішньої зони за характером будови виділяються рифейський та нижньопалеозойський складчасті, мезозойський платформний та третинний моласовий структурно-тектонічні поверхи.

Породи перших двох поверхів метаморфізовані, щільні, роздроблені з кутами падіння 15-90°. На південному сході зовнішньої зони палеозойські утворення менш дислоковані. Передбачається, що вони входять до Східно-Європейської платформи.

Складчастість мезозойських відкладень за морфологічними особливостями відноситься до переривчастої (за Белоусовим, 1961). Мезозойські і давніші

освіти після крейдянний час зазнавали тривалої денудації. Ерозійно-тектонічні процеси сприяли формуванню структурних виступів, в основному складених крейдянними та юрськими пісковиками, казернівними вапняками. Всі ці виступи добре помітні на структурній карті донеогенової поверхні.

Міоценові підняття складного походження. На початку вони розвивалися на ерозійних виступах донеогенової поверхні, а подальший розвиток їх йшов конседиментаційно, що підтверджується зміщенням вгору по розрізу склепінь підняття у напрямку збільшення потужностей відкладень, що їх складають, а також збігом простягання неогенових структур з поздовжніми блоками донеогенового підстави. Остаточо неогенові підняття сформувалися внаслідок тектонічних зрушень, викликаних заключними фазами альпійського техногенезу. Ними обумовлено незначне зміщення на північний схід верхніх структурних планів на навколонадвігових структурах, дислокованість тортівських і нижньосарматських відкладень у насувній смузі шириною до 1,5-2 км, утворення надрозломних складок і т.д.

Характерна особливість будови зовнішньої зони - суворий розвиток різноспрямованих тектонічних порушень. Вивчення розривних дислокацій показало, що деякі риси будови донеогенових структур визначили ортогональні розриви, формування власне неогенового прогину зовнішньої зони в основному пов'язане з діагональними, в першу чергу з поздовжніми дислокаціями, головними з яких є Предкарпатський глибинний розлом, Краковецький, Городокський Княжицький, Сторожинецький та інші регіональні розломи (Щерба, Килин, Щерба, 1973).

Для багатьох дислокацій характерна тривалість розвитку, нерівномірний та знакозмінний рух блоків. Хорошим прикладом є Городоцька зона скидів, південно-західне крило якої поверхнею палеозою піднято на 600-800 м, а поверхні мезозою опущено на 100-500 м (Щерба У., Щерба А., 1976).

У палеозойських та мезозойських відкладах немає скупчень нафти і газу (за винятком покладів у верхах розрізу під неогеновою покринкою). Цей факт свідчить, що порожнини розривів служили шляхами міграції флюїдів. Про

провідність розривних порушень в даний час свідчать положення у різних блоках газоводяних контактів та зміна пластових тисків у процесі експлуатації масивних покладів у крейдяних та гельветських відкладах на Угерському та Більче-Волицькому родовищах. Це має важливе значення при плануванні робіт із закачування в ці відкладення стічних вод.

Встановлено, що багатьма розривними порушеннями, розвиненими в породах донеогенівської основи, січуться також відкладення нижньо- та верхньодашавської підсвіт нижнього сармату (Щерба, 1970). Скидові порушення з амплітудами 26, 43, 60, 36 та 86 м відповідно були виявлені у свердловинах 26 – Ходковичі, 1 – Добряни, 5 – Новосілки, 13 – Свидниця та 7 – Судова Вишня. На цей час такі ж порушення пройдені ще деякими свердловинами на Новоселківській та Грушівській площах, розташованих у зоні Краковецького розлому. Потужність синхронних горизонтів та нижнього сармату на піднятих та опущених блоках становить перші десятки метрів – 2-2,5 км. Ці величини фактично відповідають амплітудам скидів, якими зміщені блки. При цьому максимальне усунення тортонських та нижньосарматських утворень зазнають у зоні Краковецького розлому, амплітуда якого збільшується у південно-східному напрямку.

Більшість дослідників дотримуються думки, що тектонічні порушення у міоценових відкладеннях не є провідниками флюїдів. Хочеться відзначити, що скидні порушення навіть обмежують газові поклади в нижньосарматських та тортівських утвореннях, як це встановлено на Свидницькому, Рудківському, Новосілівському та інших родовищах зовнішньої зони Предкарпатського прогину («Розломна тектоніка...», 1976).

За характером розподілу неогенових відкладень у зовнішній зоні чітко виділяють Крукеницький, Угерсько-Косівський та Сторожинецький блоки. Потужність зазначених утворень у блоках становить відповідно 2,7-6, 0,3-3 та 0,2-1,5 км. Крукеніцький та Угерсько-Косівський блоки з південного заходу обмежені лінією Стебникського насуву на поверхні та передкарпатським

глибинним розломом на глибині. З відривом 20-30 км на південь від виходу надвигу поверхню неогенові відкладення майже повністю зрізаються (рис. 7).

3.1. Характеристика колекторських властивостей порід

Колекторські властивості зразків порід вивчалися у лабораторіях тресту «Львівнафтогазрозвідка», УкрНДГРІ, Інституту геології та геохімії горючих копалин АН України, Івано-Франківської ЦНІЛ та ін.

Внутрішня зона Предкарпатського прогину Вивчення структурних і літологічних особливостей внутрішньої зони показало, що для закачування промислових стоків можуть бути використані породи стрійської світи, палеогену і частково поляницької почти.алевролітів потужністю від кількох сантиметрів до кількох метрів, рідше – перших десятків метрів, що залягають серед аргілітів та глин.

Пісковики найбільше зосереджені в ямненській світі, середній частині манявської, низах вигідній, середній частині бистрицької світи, а також у середній та верхній частинах відповідає нижче-і середньоменілітовий підсвіт. Піщанистість покращує властивості порід.

Пористість пісковиків та алевролітів крейда-палеогенового комплексу становить 0,2 - 23%, а проникність від менше 0,01 до 30мдарсі. Колекторські параметри тонких прошарків пісковиків та алевролітів низькі вони, як правило, непроникні.

У крейдяних палеогенових породах розвинена і тріщинна ємність.

Найкращими колекторами крейда-палеогенового комплексу внутрішньої зони є: потужні пласти пісковиків ямненської та вигідної світ; клівські пісковики нижньоменілітової підсвіти та пісковики середньоменілітової підсвіти.

Зовнішня зона передкарпатського прогину. Літолого-стратиграфічні комплекси зовнішньої зони (рифейський, нижньопалеозойський, мезозойський та неогеновий) відрізняються між собою умовами

осадо накопичення, тектонічною історією, характером порід-колекторів та порід-покришок.

Рифейські та нижньопалеозойські породи протягом тривалого часу, минулого після їх відкладення, перероблялися та сильно ущільнювалися, що призвело до погіршення їх колекторських властивостей.

Пісковики та алевроліти, що зустрічаються по всьому розрізу цих комплексів у вигляді прошарків потужністю від декількох сантиметрів до 10 м, сильно окварцовані. Їхня пористість не перевищує 7%, а проникність менше 0,1 мдарсі; вони практично непроникні.

Якщо врахувати результати випробування палеозойських відкладень на площах Північні Мединичі, Держов, Дашава, Камінна, Париць та інших, можна стверджувати, що у них крім гранулярних, розвинені тріщинні колектори. Про це свідчать дебіти пластових вод, що досягають у деяких свердловинах 60 м³/добу.

У мезозойських утвореннях виділяють колектори з первинної (пісковики, алевроліти, вапняки) та вторинною пористістю (кавернозні вапняки, доломіти та доломітизовані вапняки).

Пісковики та алевроліти у вигляді пластів різної потужності зустрічаються по всьому розрізу мезозойського комплексу.

У нижньоюрській теригенній товщі, пройденій вкв. 1 - Північний Мединичі, загальна потужність пісковиків та алевролітів становить близько 45 м. (потужність окремих пластів - до 6 м.); їх відкрита пористість 1,5 - 15,1%, проникність - 0,1 - 0,44 мдарсі, карбонатність 0 - 31,4% (Доленко та ін., 1969).

Пористість пісковиків і алевролітів середньюрського віку 3,1 - 24,8%, проникність зазвичай нижче 0,1 мдарсі, а карбонатність 1,7 - 46%. Хорошими колекторськими властивостями відрізняються потужні пласти пісковиків, що залягають в основі середньюрської товщі на Кохановській, Північно-Мединицькій, Більче-Волицькій, Дашавській, Болохівській та інших площах, де пористість пісковиків 9,6 - 22,6%, проникність 6 - 1.

Пісковики та алевроліти потужністю до 6-8 м. Трапляються по всьому розрізу верхньої юри. У північно-західній частині зовнішньої зони вони найбільш поширені на підставі XI, у пачках IX, VIII та VII. Хороші колекторські параметри має 20-метровий пласт пісковика, який залягає на Рудківському родовищі у низах пачки VII. Його пористість 11 – 24%, проникність 0,8 – 66 мдарсі. У південно-східному напрямку зовнішньої зони піщанистість верхньоюрського розрізу, особливо його нижньої частини (келлів-оксфордського ярусу), збільшується.

Унижньокрейдових відкладах пісковики та алевроліти потужністю 3 - 6 м. Також зустрічаються по всьому розрізу. Їхня пористість 3,2 - 7,3%, проникність менше 0,1 мдарсі.

Сеноманський ярус верхньої крейди внизу складний кварц-глауконітовими пісковиками з пропластами гравелітів. Вони у верхній частині переходять у мергелі та вапняки. Пористість пісковиків сягає 16%.

Основна частина розрізу сенонських відкладень на більшій частині зовнішньої зони представлена пісковиками, що залягають у вигляді пропластів потужністю від 1-2 м. До кількох десятків метрів. Вони чергуються з аргілітами, мергелями та піщаними вапняками. Для сенонських пісковиків характерна значна фаціальна заміна алевролітами, аргілітами і, отже, мінливість колекторських властивостей. Пісковики Угерського родовища характеризуються максимальною пористістю - 26% і проникністю 855 мдарсі; на північний захід і південний схід від нього колекторські властивості погіршуються.

Основний обсяг верхньоюрських та крейдових відкладень складають вапняки. Їхня міжзернова пористість в основному низька. Її середнє значення не перевищує 3,5% для юрських та 7% для крейдових вапняків. Поряд з поровими в цих відкладах розвинені тріщинуваті вапняки. За даними кернового матеріалу, тріщини поширені по всьому розрізу мезозойської товщі. Коефіцієнт тріщинуватості вапняків та мергелів, визначений Р. З.

Копистянський (1966) для Рудківської, Коханівської та Північно-Мединичської площ становить 0,3%.

На особливу увагу як колектори заслуговують вапняки, що залягають нижче поверхонь незгод. Розмиви і перерви в осадконакопінні, що відбувалися до накопичення кімеридж-титонських, нижньокрейдових і неогенових відкладень, сприяли інтенсивному вилуговуванню вапняків і утворенню в них вторинних пір (каверн). Це особливо виявилось у юрських відкладах на Рудківському родовищі, де процеси денудації та вилуговування були тривалими і призвели до повного розмиву порід крейдяного та частково юрського віку. Про високу кавернозність юрських вапняків у районі Рудок свідчать матеріали геофізичних досліджень свердловин, поганий винос керна, поглинання глинистого розчину та високі дебіти газу.

Таким чином, найкращі колекторські властивості в розрізі мезозою зовнішньої зони мають: пісковики, що залягають на основі середньої юри; пісковики в основі пачки VII; пропластування пісковиків у нижній крейді; сенонські пісковики; зони незгод пачкою VII і більш давніми відкладеннями, між нижньою та верхньою крейдою, а також зони незгоди між неогановими та більш давніми утвореннями.

У міоценовій товщі колекторами є гельветські, тортонські та нижньосарматські пісковики та алевроліти, що залягають серед глин.

Пористість пісковиків і алевролітів гельвету становить 6 – 31% (середня 12 – 14%), проникність досягає 281, але часто буває нижче 0,1 мдарсі. Іноді пісковики повністю заміщаються глинами.

Залежно від глинистості, від сортованості та вапняковості відкриваючи пористість пісковиків та алевролітів косовської світи 2 – 22%, проникливість – від менше 0,1 до 16 мдарсі. Цемент пісковиків карбонатний, у деяких місцях гіпсовий, порового типу.

Пісковики нижнього сармату вапняні (1-50%). За складом вони відносяться до олігоміктових та поліміктових, рідше до кварцових. Поліміктові пісковики зустрічаються рідше олігоміктових. У ємнісному

відношенні виділяються високо-і середньопористі, різно-, середньо-і дрібнозернисті пісковики та алевроліти. Високопористі пісковики слабо цементовані, рідше міцні, кварцові, вапняні, слюдисті, цемент глинистий, рідше глинисто-карбонатний. Тип цементації поровий, порово-базальний. Відкрита пористість таких пісковиків 20 – 30, іноді 40%; проникність від перших одиниць до 1600 мдарсі.

Пористість середньозернистих пісковиків 10 – 20%, а проникність від менше 0,1 до 60 мдарсі. Пористість дрібнозернистих пісковиків рідко перевищує 10%; їхня проникність, як правило, менше 0,1 мдарсі.

Між кількістю піщаного матеріалу та колекторськими властивостями пластів існує тісний взаємозв'язок. Зі збільшенням кількості пісковиків покращуються колекторські параметри товщ.м³/добу. Тут, як ми бачили, міститься і максимальна кількість пісковиків. У склепіннях названих структур дебіти газу рідко перевищують 80-100 тис. м³/добу.

Проникність порід залежить не тільки від розмірів мінеральних зерен, а й від глинистих мінералів, що містяться в них.

Негативно на проникність впливають мінерали монтморілонітової групи.

Встановлено (Теодорович, 1958), що при вмісті 2% монтморілонітової глини у крупнозернистих пісковиках їхня проникність зменшується в 10 разів. Вміст цих глин до 5% знижує проникність пісковиків близько 30 разів, а при збільшенні монтморілоніту до 6 - 9% породи стають практично непроникними. У той самий час піски, містять 2 - 15% каолінових глин, стають добре фільтруючими породами.

Глина нижньосарматського та тортонського віку зовнішньої зони складається з гідрослюду та монтморілоніту. Ці глини за даними лабораторних визначень тресту «Львівнафтогазрозвідка» набухають у прісній воді; збільшуючись обсягом до 3,5 і більше разів. Оскільки глинистість пісковиків та алевролітів висока, їх обсяг при впливі прісних вод також збільшиться внаслідок набухання глинистої субстанції, а отже, погіршаться

колекторські властивості та зменшиться обсяг резервуару. Все це підтверджують результати випробування піщано-глинистих горизонтів із низькими колекторськими параметрами. Як приклад можна навести Садковицьке родовище газу. Тут при випробуванні кількох горизонтів у чотирьох розвідувальних свердловинах, пробурених у контурі газоносності, надходження газу або води не отримано. Тоді було запропоновано буріння вкв. 13 - Садковичі на солоному 10%-ному глинистому розчині. При випробуванні свердловини з горизонтів VIII-XI отримано промислові притоки газу із вільними дебітами до 100 тис. м³/добу. Глини монтморилонітовського і гідролітолого складу, що розкриваються на солоному розчині, майже не змінюють своєї структури. Результати досліджень слід враховувати при закачуванні в аналогічні породи промислових стоків гірничих та хімічних підприємств.

Південно-західний схил Волино-Поділля. Протерозойські та палеозойські відкладення містять потужні, досить широко розвинені піщані товщі, у яких за даними лабораторних, промислово-геофізичних досліджень та випробувань свердловин встановлені колектори. У поліській серії виявлено пісковики з пористістю близько 12%.

У волинській серії грубозернисті пісковики і гравеліти горбашівської почти практично повсюдно являють собою водорясні колектори з пористістю до 20%.

У валдайській серії пачки піщаних колекторів присвячені нижній частині розриву. Але оскільки ці відкладення розвинені в основному на трохи зануреній частині схилу VIII на глибинах до 500 м. то вони потрапляють у зону активного водообміну.

У бережківській серії нижнього кембрію зустрінуті потужні піщані пачки, що містять колектори з пористістю 8-10%.

Карбонатні відкладення силуру переважно не містять колекторів. Виявлені в останні роки протяжні біогермні споруди (бар'єрний риф), що розташовані біля західного кордону поширення карбонатних відкладень,

характеризуються високими ємнісними параметрами (пористість понад 20%, проникність 50 мдарсі). Однак вивчення рифів тільки розпочато, і закономірності їх розвитку поки що багато в чому не зрозумілі.

Найцікавішим об'єктом щодо пошуків підземних резервуарів для поховання промстоків є алевроліто-піщана дністровська серія. Колектори із середньою пористістю 8% концентруються поблизу покрівлі серії. У районах, найбільш вивчених бурінням, потужність пачок колекторів сягає 100 м. (район родовища Великі Мости – за даними 40 свердловин) та 150 м. (Площа Дубляни - за даними 3 свердловин). Перекриті колектори регіонально розвиненим горизонтом інтенсивно сульфатизованих доломітів, що лежать в основі розрізу середнього девону. Водостійкі властивості цього горизонту підтверджуються гідрохімічною характеристикою цієї частини товщі.

Карбонатно-теригенні нижньокам'яновугільні утворення з високими ємнісними параметрами не можуть використовуватися з метою утилізації рідких промислових відходів, оскільки в районі їх найбільшого розвитку розташовані шахтні поля Львівсько-Волинського вугільного басейну.

Відкладення мезокайнозойського віку Волино-Поділля не становлять інтересу з погляду пошуків у них підземних резервуарів через неглибоке залягання (до 600 м.) та значне ерозійне розтин та дренавання цих товщ.

На закінчення слід зазначити таке. Недостатня інформація, що базується на результатах вивчення невеликої кількості глибоких свердловин (до того ж дуже нерівномірно розподілених по регіону), не дозволяє конкретно оцінити перспективність більшості протерозойсько-палеозойського розрізу щодо можливості поховання промислових стоків. Теригенні товщі поліської серії, горбашівського горизонту волинської серії, бережківської серії нижнього кембрію характеризуються великими потужностями досить ємних колекторів. Однак відсутність надійних регіонально узагальнених даних про закономірності зміни колекторських властивостей порід та гідрогеологічної закритості надр зумовлює необхідність спеціального додаткового вивчення цих явно перспективних товщ для використання їх у майбутньому.

Особливості сучасної тектонічної структури Волино-Поділля змушують виключити з-поміж перспективних зекрейдів всю північну частину регіону, що у межах Волинського виступу, де високо піднято кристалічний фундамент і навіть відкладення рифея перебувають у зоні активного водообміну.

Таким чином, найбільш реальним резервуаром для поховання промислових стоків на вивченій території зараз є алевроліто-піщана товща дністровської серії району газового родовища Великі Мости, що залягає на глибинах 1800 – 2500 м.

Ці ж відкладення району Дублян навряд чи можуть бути рекомендовані для утилізації рідких відходів, якщо зважити на наявність гідродинамічного зв'язку нижньодевонського водоносного комплексу з мезозойським у цій частині Львівського палеозойського прогину, а також дуже незначний обсяг резервуару.

3.2. Нафтогазоносність

Внутрішня зона передкарпатського прогину. У внутрішній зоні відомо 18 нафтових та 6 газоконденсатних родовищ. Нафтогазоносність пов'язана з крейда-палеогеновими відкладеннями. Верхньодрібні породи на території Скибових Карпат містять нафтові поклади промислового значення в Східниці, Бориславі, Орові, Биткові та ін. Нафтогазоносність верхньокремових відкладень у смузі глибинних складок встановлена лише в Битківській глибинній, Слобода-Рунгурській, Старуні-Гвіздецькій і Космач-Покутській складках. На всіх інших структурах Бориславської підзони, де породи стрійської світи розкриті бурінням, вони обводнені.ін., 1969).

На інших родовищах внутрішньої зони нафтогазоносний палеогеновий комплекс. При цьому основні скупчення нафти та газу пов'язані з регіонально продуктивним менілітовим почтом олігоцену. Це – поклади Бориславського, Іванківського, Орів-Уличнянського, Стинавського, Танявського, Долинського, Струтинського, Ріпнянського, Спаського, Ольхівського, Битківського, Пневського та інших родовищ.

Еоценові відкладення містять промислові поклади нафти на Стинавському, Майданському, Структинському, Долинському, Попельському, Бориславському, нафтогазові – на Росільнянському, Орів-Уличнянському, Північно-Долинському та газоконденсатному – на Битківському, Космацькому, Росільнянському та Іван.

Ямненські пісковики нафтоносні на Бориславському та Старосамбірському родовищах внутрішньої зони, а також у Стрільбичах, Східниці, Уричі, Биткові та інших районах Скибової зони Карпат (Доленко та ін., 1969).

До лінзовидних пісковиків поляницької та воротищенської світ приурочено невеликі скупчення нафти та газу на Бориславському, Долинському та Битківському родовищах.

Пастками нафтогазових скупчень внутрішньої зони найчастіше є антиклінальні складки, нерідко розчленовані поздовжніми та поперечними розривними порушеннями. В останніх амплітуди здебільшого не перевищують потужності продуктивних горизонтів або служать провідниками флюїдів. Іноді у поперечних розривів амплітуди великі, а окремі поздовжні порушення надвигового типу зрізають одне з крил складки (Доленко та ін., 1969) Отже, серед пластових покладів зустрічаються також склепінні, розбиті на блоки. Літологічно обмежені поклади у внутрішній зоні поширені незначно. Струтинські родовища, де мають промислове значення (Доленко та ін., 1969).

Зовнішня зона передкарпатського прогину. До теперішнього часу у зовнішній зоні відкрито 25 родовищ, з яких чотири перебувають у Крукенінському блоці (Ходновичське, Садковицьке, Питнянське, Залужанське), 20 – в Угерсько-Косовському (Свидницьке, Рудківське, Новосілковське, Мало-Міське, Гірське, Більче-Волицьке, Північно-Більче-Волицьке, Угерське, Кавське, Південно-Угерське, Дашавське, Кадобнянське, Калуське, Грнівське, Богородчанське, Яблунівське, Ковалевсько-Черешенське) і лише одне родовище (Косовське) - у Сторожині.

Поклади газу пов'язані з нижньосарматськими, тортонськими, крейдяними і юрськими відкладеннями. Однак по площі і розрізу поклади розподілені нерівномірно. перекритим міоценовою покришкою, за винятком невеликої Гірської поклади, що міститься в крейдяних утвореннях далеко від покришки.

Ерозійно-тектонічні виступи за донеогеновими відкладеннями встановлені сейсморозвідкою та підтверджені бурінням на решті території зовнішньої зони. Це також підняття по розмитій поверхні крейдяних порід, як Дашавське, Болохівське, Кадобнянське, Калуське, Гриновське, Богородчанське, Красноільське та ін. Вони не містять газових скупчень, хоча в складових ці підняття крейдяних утвореннях гранулярні колектори хороші. Можливо, це викликано більшою піднесеністю в цих районах, порівняно з північно-західною частиною, донеогенової основи, більшою провідністю конституційно розвивається Стебникського насуву та іншими причинами.

Мезозойські поклади газу є масивними. На всіх родовищах одночасно з крейдяними (Мало-Горожанське, Більче-Волицьке, Північно-Більче-Волицьке, Угерське, Південно-Угерське, Кавське) та юрськими відкладеннями (Рудківське родовище) газоноси гелветські, а в деяких місцях і нижньотортонські пісковики, що виконують і нижньотортонські пісковики, виконують мезозою єдиний резервуар.

На відміну від мезозойських, неогенові відкладення газоносні по всій території зовнішньої зони, хоча 93% початкових розвіданих і стільки ж прогнозних запасів газу також пов'язані з північно-західною чпстю прогину (на захід від Дашевського родовища) вони переважно приурочені до верхньої частини нижньодашавської.

Найбільша потужність неогенових утворень – 5500 та відзначена на північному заході зовнішньої зони; вони містять максимальну кількість пісковиків також у верхах нижньодашавської підсвіти.

Основні запаси газу деяких міоценових піднять зосереджені з їхньої периклиналях і крилах, становлячи 60-80% загальних запасів родовища. Це південно-східні перикліналі Ходновичської, Пинянської, Залужанської,

Дашавської, південно-західні крила Новосілківської, Грушевської, Ковалевсько-Черешенської, північно-східне крило Залужанської та інших структур. У цих місцях сконцентровано основну кількість пісковиків із високими колекторськими властивостями.

Усі родовища, на яких газоносні тортонські та нижньосарматські відкладення, багатопластові. Поклади зазвичай пластового склепінного типу. Внаслідок заміщення пісковиків алевролітами та глинами вони стають літологічно екранованими, як, наприклад, поклади Пинянського, Дашавського, частково – Ходновицького родовищ, а також літологічно обмеженими. Прикладом є деякі поклади Грановського, Богородчанського, Ковалевсько-Черешенського та інших родовищ. Крім того, спостерігаються тектонічно прихилені поклади (Свидницьке, Рудківське та інші родовища).

Багато покладів міоценових горизонтів також тектонічно екрановані відкладами Стебницького насуву.

Південно-західний схил Волино-Поділля. На цій території промислових родовищ поки не виявлено.

У кембрійських відкладах за даними газового каротажу неодноразово фіксувалися газові аномалії.

У силурійських рифогенних вапняках площі Локачі встановлено численні прояви розсіяної легкої та рухомої нафти.

Невелике газове родовище Великі Мости із запасами газу близько 1 млрд. м³ приурочено до пологої складки, порушеної у зводі насувом. Газоносні на родовищі пісковики у верхах дністровської серії, що залягають на глибинах 1800-2400 м.

Розділ 4. ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ РАЙОНУ

Предкарпатський прогин у цілому являє собою закриту гідрогеологічну структуру, що сформувалася завдяки розвитку потужних регіональних водотривких товщ (глинистих відкладень сармату та соленосних утворень міоцену), що зумовили, з одного боку, високий ступінь гідрогеологічної закритості, з іншого – існування гідрохімічних та відповідних їм гідродинамічних умов. Особливості геологічної будови та гідрогеологічних умов Передкарпатського прогину відображають проміжне положення його між платформою та інтенсивно дислокованими Карпатами.

Внутрішня зона Предкарпатського прогину. Водонасні горизонти по внутрішній зоні виділяються за стратиграфічним принципом.

Основними водовмісними породами верхньокремового-палеогенового флішу є пісковики. Води, що їх заповнюють. Належать до порово-пластового типу. У зв'язку з літологічною мінливістю порід водонасні горизонти часто мають лінзовидний характер. Глинисті сланці, аргіліти та алевроліти обводнені по тріщинах, і в них розвинені води тріщинно-пластового типу. Щільні аргіліти практично не містять води.

Сумарна потужність водонасних горизонтів у розрізі внутрішньої зони сягає кількох сотень метрів.

Поперечні тектонічні порушення зумовили блокову будову внутрішньої зони. Внаслідок екрануючої ролі порушення сприяють створенню в окремих блоках ізольованих гідродинамічних систем із специфічними гідрогеологічними умовами. Водонасність верхньокремових відкладень пов'язана з тріщинуватими пісковиками та аргілітами. Для стрійської світи характерна фаціальна мінливість, що разом із складною тектонікою визначає неоднорідний характер обводненості. Водонасні горизонти часто мають спорадичний характер. Вони гідрлічно роз'єднані навіть у межах окремих структур, про що свідчать різні величини напорів. Так, у вкв. 1373, 1247, 1346 -Борислав статичні рівні знаходилися на позначках ((+576) - (+95) м.).

Хімічний склад вод теж неоднорідний. У гідрогеологічно розкритих структурах мінералізація води невисока – 20-30 г/л, переважно гідрокарбонатно-натрієвого або сульфатно-натрієвого типу. Зі збільшенням ступеня закритості мінералізація зростає приблизно до 200 г/л зі зміною типу вод на хлоркальцієвий.

Відкладення ямненської почти широко розвинені у внутрішній зоні, проте відомостей про їхню водоносність порівняно мало. Водовмісними є пісковики, водорясність яких, незважаючи на значну потужність, невелика. Гідравлічна роз'єднаність ділянок зумовлює різницю у величинах напорів. Значна мінливість водорясності порід як за площею, так і по розрізу залежить від неоднорідності колекторів, що знаходяться у зв'язку з особливостями опади накоплення і вторинними процесами перетворення порід на стадії епігенезу. Колектори світи відносяться до порового та порово-тріщинного типу. Води Ямненської почти характеризуються різноманітним сольовим складом, що як і для вод стрійських відкладень, пов'язано зі ступенем гідрогеологічної закритості порід.

Гідрогеологічно відкритим ділянкам (Спас-Оболоня) властиві води різного складу, переважно гідрокарбонатно-натрієвого типу з мінералізацією 10-20 г/л.

У закритих частинах надвигових структур розвинуті розсоли хлоркальцієвого типу (мінералізація вод 200-312 г/л). Газонасиченість пластових вод низька ($0,2 \text{ см}^3/\text{см}^3$). Величини пластових тисків у водоносних горизонтах часто перевищують гідростатичні (скв. 32 – Північна Долина, $R_{пл}=353,9 \text{ кгс}/\text{см}^2$ і вкв. 12 – Слобода Рунгурська, $R_{пл}=276 \text{ кгс}/\text{см}^2$).

Водоносність еоценових відкладень, широко розвинених у внутрішній зоні, пов'язана з прошарками пісковиків та алевролітів. У цілому нині литолого-фаціальна характеристика товщі еоцену складна. Висока глинистість обумовлює низьку водорясність (дебіти 1-5 м³/добу при низьких рівнях). Однак в окремих випадках (площі Старуня, Дзвіняч, Пнів) дебіти вод із свердловин перевищували 250 м³/добу при самовиливі. Пластові води з

відкладів манявської породи отримані під час випробування свердловин на Північно-Долинському, Старунському, Гвіздецькому та Битківському родовищах. Свердловини переливали через гирло з невеликими дебітами. У водоносних горизонтах манявської породи Старунської, Гвіздецької, Росільнянської та Космацької складок встановлено аномально високі пластові тиски, що перевищують умовні гідростатичні на 58,8 – 123,9 кГс/см² (Новосилецький, 1975). Води манявських відкладень – хлоркальцієві розсоли із величинами мінералізації 287-313 (пл. Борислав), 275-307 г/л (пл. Північна Долина). Приурочені вони до зони дуже утрудненого водообміну з високим ступенем гідрогеологічної закритості, що викликало наявність високомінералізованих і метаморфізованих розсолів і аномально високих пластових тисків.

Вигідська світа - найбільш водорясний горизонт внутрішньої зони. Водоносність її пов'язана з прошарками потужних пісковиків. У південно-східній частині, де відзначається тенденція до заміщення нижньої частини розрізу глинами, потужність водомістких порід різко зменшується. Дебіти води зі свердловин, що розкрили вигідні пісковики, дуже постійні і досягають значних величин (450 м³ / добу самовиливом у кв. 125 - Старуня). Води характеризуються напірними властивостями, статичні рівні встановлювалися або поблизу денної поверхні, або вище за неї (Північна долина, Старуня, Битков). На деяких структурах у водоносному горизонті вигідного світи встановлені аномально високі пластові тиски. Так, у кв. 20 і 25 – Старуня вони перевищують умовну гідростатичну на 121-132 кГс/см² (Новосилецький, 1975). На Росільнянському родовищі на глибині 200 м Рпл= 395 кГс/см², у кв. 1 - Луки в інтервалі 6195-6260 м Рпл= 1000 кГс/см² при питомій вазі води 1,12 г/см³.

На багатьох родовищах величини пластових тисків у водоносній частині розрізу або дорівнюють умовним гідростатичним, або трохи їх перевищують (Північна Долина, Струтинь, Спас). Водоносний горизонт прибуткової світи

знаходиться в зоні дуже утрудненого водообміну. Тут розвинені хлоркальцієві розсоли з мінералізацією 260-300 г/л, а коефіцієнт $Na/Cl = 0,76-0,080$.

У розрізі попільської та бистрицької світ встановлено незначний за потужністю водоносний горизонт, приурочений до прошарків пісковиків у потужній товщі аргілітів, Воля-Блажевської, Урожської, Бориславської, Орів-Уличнянської та інших складок (Григорчак, 1971).

Максимальна піщанистість відзначена на Долинському та Північно-Долинському родовищах.

Бистрицька світа відрізняється літологічною сталістю, в ній майже немає пісковиків, що визначає її як надійний водогазонефтеупор, що забезпечує гідрогеологічну закритість відкладень еоцену в цілому. У місцях розвитку у бистрицькому світі прошарків пісковиків з останніх отримані притоки високонапірних пластових вод з аномально високими пластовими тисками (площі Урож, Гвіздець, Старуня).

Води майже відрізняються від описаних výhodских розсолів не величинами мінералізації, ні змістом основних компонентів сольового складу.

В цілому, характеризуючи гідрогеологічні умови відкладень еоцену, можна відзначити, що на більшій частині території внутрішньої зони прогину передкарпатського останні знаходяться в умовах дуже утрудненого водообміну з поверхнею. Мінералізація вод і ступінь їх метаморфізації різні як по розрізу, так і за площею.

Це пояснюється тим, що на південний схід від площ Струтень і Спас еоценові утворення залягають на невеликих глибинах, а в районі Майдану виходять на денну поверхню, будучи областю інфільтрації. Тут на глибинах до 500 м-код розвинені води з величиною мінералізації 100-140 г/л. З глибиною мінералізація зростає, як, наприклад, на площі Яблунька-кричка (182 г/л на глибині 1140 м та 249 г/л на глибині 3284 м). Тип еоценових вод переважно хлоркальцієвий і лише межах Північно-Оболонської складки – гідрокарбонатно-натрієвий.

Притоки води з аномальною мінералізацією 3,5-44,7 г/л різних генетичних типів отримані на площі Росільна, що пояснюється (Романюк, 1973) розведенням пластових вод конденсаційними в умовах достатньої гідрогеологічної закритості за зміни термобаричних умов.

Водовмісні пісковики в розрізі менілітової почти встановлені при випробуванні свердловин на площах Оболоня, Спас, Вільхівка, Яблунька-Кричка, Дзвиняч, Гвіздець, Росільна, Пнів.

Водообільність відкладень різна за площею поширення останніх загалом вона невисока і рідко перевищує 1 м³/добу, що пов'язано з низькою проникністю порід, що вміщують. Дещо вище водорясність у південно-східній частині зони. На площах Вільхівка, Гвіздець, Старуня, Дзвиняч, Росільна, Пнів дебіти вод при самовиливі відповідно становили 72, 108, 250, 400 та 450 м³/добу. Пластові води тут характеризуються значними натисками.

Для водоносних горизонтів менілітових відкладень характерні найбільші коливання величин пластових тисків, що, очевидно, спричинено їх гідравлічною роз'єднаністю. Є структури, з аномально низькими пластовими тисками (Ольховська та Спаська), з тисками, близькими до умовно гідростатичних (Урозька, Бориславська, Іваньківська, Орів-Уличнянська, Північно-Долинська, Воля Блажевська, Битківська) і, нарешті, структури з аномально високими пластовими тисками Росільнянська, Урозька, Північно-Бориславська, Лузька). Відзначається аналогічне зростання пластового тиску з глибиною у Старунській, Гвіздецькій, Космацькій та Росільнянській складках, що свідчить про наявність у цій частині зони єдиної гідродинамічної системи.

На північний схід та південний захід від зазначеного району пластові тиски значно нижчі (60 кГс/см² на глибині 2000 м).

Як правило, свердловини, що розкрили в менілітових відкладеннях водоносні горизонти з аномально високими пластовими тисками, фонтанують пластовою водою з великими дебітами (понад 200 м³/добу). Однак дебіти швидко падають, і це свідчить про обмежені розміри водомістких колекторів.

Непостійність дебітів вод із свердловин, що розкрили менілітові відкладення, характерне для внутрішньої зони. Це може бути пояснено не лише непостійністю літологічного складу, а й значною газонасиченістю вод, що призводить до ефекту газліфту та забезпечує існування пружного режиму у водонафтових горизонтах.

За хімічним складом і нижчими величинами мінералізації води менілітових відкладень відрізняються від вод еоцену, що дозволяє виділити у внутрішній зоні дві гідрогеологічні зони, межею між якими служать бистрицькі аргіліти верхнього еоцену.

Води менілітових відкладень (Струтень, Вільхівка, Спас) характеризуються невисокими значеннями мінералізації (33-81 г/л) і належать до гідрокарбонатно-натрієвого типу, що свідчить про недостатню гідрогеологічну закритість району.

На решті території менілітові відкладення знаходяться в умовах дуже утрудненого водообміну. Води хлоркальцієвого типу із високою мінералізацією (200 г/л).

Різке збільшення мінералізації та метаморфізації пластових вод на площах Старуня та Дзвіняч (до 300 г/л) свідчать про наявність внутрішньорезервуарного розвантаження пластових вод з еоценових у менілітові відкладення.

У сольовому складі вод встановлені промислові концентрації бромиду (площі Старуня, Дзвіняч, Пнів).

Поляницькі відкладення служать покривкою для нафтових покладів палеогену. аргілітами. Водорясність в основному слабка. напірні води. Величини мінералізації пластових віл 150-280 г/л.

Неогенові відкладення у внутрішній зоні представлені переважно нижніми моласами, що включають відкладення воротищенської, стебнікської та балицької світ. Літологічні особливості, що виявилися у значному розвитку засолонених глин, аргілітів і пісковиків, часто брекчованих і зцементованих сіллю (калійної та кам'яної), зумовлюють з одного боку водостійкі властивості

розрізу соленосного міоцену, з іншого – деякі відмінності хімізму пластових вод.

У зв'язку з низькими колекторськими властивостями воротищенських відкладень у них отримані незначні притоки води (рідко – понад 1 м³/добу), зазначені у шахтах, колодязях та свердловинах. Однак на площі Доброгостів (скв. 3) дебіт води становив 1140 м³/добу, що пов'язано (Бабинець, Мальська, 1975) з підтоком вод з відкладень палеогену з тектонічного порушення. Значні притоки води відзначалися також на площі Дзвіняч (понад 250 м³/добу при самовиливі).

На пл. Стара на глибині 600-870 м відзначено аномально високий пластовий тиск у водоносному горизонті воротищенських утворень (120 кгс/см²). Води воротищенських відкладень через особливості літологічного складу водовмісних порід та різних глибин залягання характеризуються різним хімічним виглядом. Так, високомінералізовані (450 г/л хлоркальцієві розсоли формуються в результаті вилуговування соленосних утворень, зокрема галита (Болехов, Долина, Делятин). збагачені бромом.

Перекриваються воротищенські відкладення утвореннями стебнікської світи, літологічний склад якої аналогічний описаним, що і обумовлює їх низьку водорясність. Лише у деяких шахтах приплив вод становив 100 м³/добу. Хімічний склад розсолів практично не відрізняється від воротищенських.

На підставі ретельного аналізу гідрогеологічного матеріалу можна вважати, що на території внутрішньої зони передкарпатського прогину сучасні підземні води сформувалися за рахунок широкого поширення седиментаційних вод. Їх подальше перетворення обумовлено літолого-мінеральними властивостями порід, що вміщують, і значною мірою складними структурно-тектонічними та термобаричними умовами водоносних горизонтів, а також геохімічним впливом на води контактуючих з ними покладів вуглеводнів.

Більшість території розвитку крейдяно-палеогенових відкладень глибинних складок (північно-західна та центральна частини зони – Стрільбичі

– Воля Блажевська – Орів-Вулично – Долина) характеризується наявністю вод з мінералізацією 60-290 г/л. Найбільш висока мінералізація відзначено на ділянці Урож – Борислав – Доброгостов – Дзвіняч – Старуня (270-280г/л). На кінець, у південно-східній частині зони (Оболоня – Спсс – Струтець – Росільна – Небилов – Битков – Слобода Рунгурська) води хлоркальцієвого типу нижчої мінералізації (50-260 г/л), а води гідрокарбонатно-натрієвого типу – 10-90 г/л.

У соленосних відкладеннях міоцену на більшій частині території (від с. ст. Сіль до с. Красноільськ) мінералізація вод становить 140-360 г/л, перевищуючи, як правило, 200 г/л. У районах Стебникського та Калузького соляних родовищ мінералізація похованих маткових розсолів сягає 300-400 г/л. На окремих ділянках (Доброміль, Дзвіняч, Кадобно) зустрінуті води з нижчою мінералізацією (30-60 г/л).

Очевидно, на території внутрішньої зони всі водоносні горизонти знаходяться в умовах дуже утрудненого водообміну, і лише в деяких (Спас – Оболоня) на невизначеному етапі міг здійснюватися водообмін із поверхнею. Про високу міру гідрогеологічної закритості свідчить розподіл пластових тисків, які в більшості випадків або рівні умовно гідростатичного, або перевищують його і тільки в районі Спаса значно нижче останнього.

Гідрохімічна обстановка часто порушується внаслідок контакту вод з покладами вуглеводнів. (Аномально високі пластові тиски).

У зовнішній зоні передкарпатського прогину водоносні горизонти пов'язані з пісковиками від палеозою до неогену включно.

Палеозойські утворення обводнені на площах Коханівка, Північні Мединичі, Гринівка, Богородчани, Держів, де при випробуванні свердловин отримані напірні води (статичні рівні становлять 100-200 м), приурочені до колекторів тріщинного типу. високомінералізовані розсоли хлоркальцієвого типу (величини мінералізації 88-180 г/л) з мікроелементами – йодом (2,0-19,0 мг/л), бромом (185,0-450,0 мг/л), бором (B_2O_3 - 30-10 мг/л), стронцієм, літієм та барієм.

У південно-східній частині зовнішньої зони (пл. Красноільськ) водоносних горизонтів у складі палеозою немає.

Води, присвячені тріщинуватим різницям юрських утворень, отримані при випробуванні розвідувальних свердловин на площах Коханівка, Судова Вишня, Добриня, Рудки, Новосілки, Північні Мединичі, Опари, Більче-Волиця, Кадобно, Гринівка, Коршів, Незавізів, на північно-західній та центральній частинах зони до 250-500 м. на південному сході та на глибині 3370 м у смузі зчленування зовнішньої та внутрішньої зон Предкарпатського прогину. Води юрських відкладень, зазвичай, напірні. У північно-західній частині напори становлять 1000-2000 м-код, в південно-східній - 100-500 м. дебіти вод досягають 120-390 м³/добу (при дослідних відкачках). Величини пластових тисків не перевищують гідростатичні (за винятком скв. 12 - Назовізів). Води хлоркальцієвого типу. Величини мінералізації такі (в г/л): 80-90 (нижня юра), 30-142 (середня юра), 68-138 (верхня юра).

Найменше мінералізовані води південно-східної частини зони (пл. Красноільськ), а найбільша мінералізація спостерігається в посолі зчленування з внутрішньою зоною (пл. Назовізів). Відзначаються підвищені концентрації йоду (22-26 мг/л), бромю та бору у водах нижньоюрських відкладень. Зміст цих мікроелементів у водах середовищі та верхньоюрських утворень значно нижчий.

На відкладеннях юри зі стратиграфічним незгодою залягають теригенно-карбонатні породи верхнього крейди. Їх немає у північно-західній частині зовнішньої зони та в районах Коршева-Слобідки Лісової та ін.

У центральній частині водомісткими є вапняні пісковики сенону. Води часто контурні та підшовні для газових покладів, п'єзометричні рівні вод встановлюються у свердловинах на глибинах 95-155 м. За даними деяких дослідників (Бабінець, Мальська, 1975), між водоносними горизонтами Юри та верхньої крейди існує гідравлічний зв'язок. У межах площі Гринівка – Баличі водоносний горизонт встановлений в утвореннях кампану, де потужність водомістких пісковиків становить 100-130 м. Води ці порового та

тріщинно-пластового типів. П'єзометричні рівні встановлюються на глибинах 114-185 м.

У південно-східній частині зовнішньої зони Предкарпатського прогину (площі Косів, Красноільськ, Чернівці) обводнені пісковики та вапняки сеноману. 1975). За характером хімізму води верхньокремових відкладень центральної і південно-східної частин зони відмінні. Йодом та бромом вод верхньої крейди у центральній частині зони, де концентрація йоду у водах становить 30-40 мг/л, а бром у 130-400 мг/л.

Відкладення гелвету та нижнього тортону часто гідродинамічно пов'язані з підстилаючими їх утвореннями синону та верхньої юри внаслідок відсутності між ними надійного водоупору. Це зумовлює схожість хімізму та динаміки вод цих горизонтів.

У межах Стебникського насуву (площі Опари, Дашава, Кадобно, Калуш, Баличі) у відкладах гелвету розвинуті води підвищеної мінералізації (150-350 г/л), що спричинено вилуговуванням водами пропластків кам'яної солі. У цьому районі води містять підвищені концентрації йоду (9,0-38,0 мг/л).

Залягаючі вище теригенні відкладення верхнього тортону – нижнього сармату відокремлюються від утворень гелвету – нижнього тортону хемогенними породами тираської (гіпсоангідритової) світи. Вона є регіональним водоупором, а також служить надійною покрішкою для газових покладів в утвореннях юри, верхньої крейди та гелвету.

Теригенні відкладення верхнього тортону (косівська світа) – нижнього сармату представлені чергуванням вапняних глин з прошарками пісковиків та алевролітів, що часто мають лінзовидне залягання. У нижній частині сарматських утворень на більшій частині території зовнішньої зони зустрічена водотривка глиняста товща.

Води описуваних відкладень напірні. Статичні рівні становлять 15-190 м (пл. Коханівка), дебїти води із свердловин не перевищують 100 м³/добу, і лише в кв. 2 – Мостиська дебїт самовиливом досягав 1000 м³/добу.

У центральній частині зовнішньої зони (площі Кадобно, Гринівка) у смузі насуву соленосних утворень внутрішньої зони несенові відкладення слабо водорясні. Дебіти вод із свердловин незначні. Статичні рівні зафіксовано на глибинах 150-200 м.

У районі пл. Коршів – Сторожинець відкладення тортону характеризуються високою водообильністю. Дебіти води із свердловин при переливі сягали 580 м³/добу.

У південно-східній частині зони водоносний горизонт тортону через відсутність колекторів слабоводовеликий. Статичні рівні встановлюються на глибинах 50-100 м.

Сарматські відкладення в цьому районі більш рясні. Дебіти вод із свердловин при переливі досягали 140-860 м³/добу, статичні рівні відзначалися на глибинах 30-50 м.

За хімічним складом води верхнього тортону – хлоркальцієві розсоли з мінералізацією 20-124 г/л, з високими концентраціями йоду (25-101 мг/л) та бромю (80-320 мг/л). Найбільша мінералізація вод верхнього тортону характерна для району території, що примикає до Стебницького насуву (116-230 г/л). У південно-східній частині у відкладах тортону розвинені води невисокої мінералізації (12 г/л).

Води сарматських утворень досить різноманітні за складом та характеризуються невисокою мінералізацією (до 45 г/л). Вони збагачені йодом (30-140 мг/л).

З викладеного випливає, що гідрогеологічні умови зовнішньої зони Предкарпатського прогину різні у північно-західній та південно-східній частинах. В останній позначається гідродинамічний зв'язок із південно-західною околицею Волино-Поділля. У зв'язку з цим існують відмінності гідродинамічної та гідрохімічної зональності виділених частин зони.

На північному заході зовнішньої зони встановлюється чітка вертикальна гідрохімічна зональність, що не співпадає зі структурними поверхнями. Нижня – зона розсолів – поєднує палеозойський, мезозойський та низи неогенових

структурних поверхів (гельвет, нижній тортон). Середня гідрохімічна зона (зона солоних вод) розвинена у відкладах верхнього тортону та нижнього сармату (дашавська світа). Верхня гідрохімічна зона (зона прісних і солонуватих вод) розташовується у верхніх горизонтах сармату (до глибини – 100-200 м) та у четвертинних утвореннях (Лихоманова, Мишкін, 1972).

У південно-східній частині високомінералізовані води у відкладах тортону і мезозою (нижня гідрохімічна зона) розвинені під насувом внутрішньої зони. охоплює четвертинні та частково сарматські утворення.

У нижній гідрохімічній зоні переважно розвинені води поровотріщинного типу. Вони відрізняються у північно-західній частині близькими п'єзометричними рівнями у всіх горизонтах, однорідним хімічним складом, що дає підставу вважати цю зону єдиною гідрохімічною системою, водоносні горизонти якої мають гідродинамічну сполученість за площею та розрізом. Це викликано головним чином відсутністю водоупорів у товщі палеозойських, нижньо- та середньоюрських відкладень, з чим пов'язана також відсутність у них покладів вуглеводнів.

Води нижньої та середньої гідрохімічних зон різко відрізняються за всіма показниками хімічного складу, проте найбільш чіткими корелятивами двох зон можуть бути величини загальної мінералізації та вміст бромю. Концентрація йоду у водах середньої зони більша (25-100 мг/л).

Територія зовнішньої зони Предкарпатського прогину в періоди від кембрію до юри і від верхньої крейди – верхньої юри до гельвету та тортону являла собою сушу, де накопичувалися древні інфільтраційні води (пресні та слабомінералізовані). Судячи з відкладень гельвету та тортону, вони формувалися у морських басейнах із нормальною солоністю (до 35 г/л). Це зумовило заповнення потужної різновікової (від кембрію до тортону) товщі порід однотипними по хімізму водами). Формування гіпсів та ангідритів тирасської світи в лагуні з високою солоністю зумовило часткове заповнення нижньої гідрохімічної зони розсолами, що відповідає думці деяких дослідників (Валяшко, 1963; Поліванова, 1968). Недостатнім проникненням та

розведенням сингенітичних вод нижньої зони водами лагуни можна пояснити явище гідрохімічної інверсії.

У середній гідрохімічній зоні поширені в основному води з мінералізацією 20-40 г/л і вмістом бромю 45-145 мг/л, що відповідає приблизно показникам хімічного складу напівзакритих морів і океану з мінералізацією 18-40 г/л і вмістом бромю 37-78 мг/л; Тихомирова, 1962). У зв'язку з тим, що породи верхнього тортону і сармату формувалися в басейнах із нормальною солоністю, води цих відкладень, мабуть, є елізійними, сингенетичними відкладеннями.

Гідравлічний взаємозв'язок водоносних горизонтів зовнішньої зони Передкарпатського прогину з іншими тектонічними елементами може бути виявлений за гідродинамічною схемою, яка побудована для верхньоюрських, верхньокремового та сарматського водоносних горизонтів. Ми використовували величини п'єзометричних рівнів, що наведені до рівня моря. Розглядаючи ці схеми, відзначаємо незначну різницю у значеннях наведених статичних рівнів, що у поєднанні з низькими колекторськими властивостями водовмісних відкладень не могло забезпечити значних швидкостей руху підземних вод, а також те, що повільний рух пластових вод у юрському, верхньокрейдяовому та сарматському водоносних комплексах здійснювався. Це підтверджують дані палеографії та гідрохімії (розвиток опріснених вод у південно-західній частині).

Розвиток високомінералізованих вод за насувами внутрішньої зони Передкарпатського прогину пояснюється підтоком з порід розсолів, що її складають, уздовж насуву. Таким чином, гідрогеологічні умови зовнішньої зони характеризуються рядом особливостей, спричинених насамперед її становищем у геологічній структурі.

Рух підземних вод в основних водоносних комплексах та горизонтах відбувається у напрямку від краю платформи до хреста простягання зовнішньої зони. Найбільша різниця у значеннях, наведених без п'єзометричних рівнів та мінливість літолого-фаціального складу водомістких

порід, що обумовлюють загалом низькі фільтраційні властивості, створюють незначні швидкості руху вод.

В цілому для водоносних комплексів зовнішньої зони прогину характерна високий ступінь гідрогеологічної закритості, що визначає збереження седиментаційних вод, сингенетичних водовмісних відкладень при незначному вливанні інфільтраційної складової. Все це свідчить про сприятливі гідрогеологічні умови закачування стоків промислових вод.

Складчасті Карпати складені тими ж флішевими утвореннями верхньої крейди та палеогену, представленими чергуванням аргілітів, алевролітів та пісковиків, місцями – гравілітів.

Водорясність порід низька, що пов'язано з поганими колекторськими властивостями. Про це свідчать незначні (1-5 м³/добу) дебіти вод у свердловинах, і лише в деяких випадках (скв. 30 – Долина) дебіт води при фонтануванні досягав 500 м³/добу.

Глибина залягання зони інтенсивного водообміну в Складчастих Карпатах становить 250 м, що свідчить про значну гідрологічну розкритість розрізу. З глибиною гідрогеологічна закритість розрізу покращується.

Зазначені гідрогеологічні особливості відкладів крейди та палеогену Складчастих Карпат створюють низькі перспективи можливого використання цих утворень як об'єкти для закачування в них рідких промислових стоків.

Південно-західний схил Волино-Поділля

На південно-західному схилі Волино-Подільської плити водоносні горизонти містяться в породах кристалічного фундаменту (архей – нижній та середній протерозой), верхнього протерозою, кембрію, силуру, девону, а також кам'яновугільних та мезозойських. Тут виділяють (Підземні води західних областей України, 1968) такі водоносні комплекси верхньопротерозойський, кембрійський, нижньо-, середньо-, верхньодевонський, кам'яновугільний, юрський, крейдяний та кайнозойський, критерієм для виділення яких послужили фільтраційні особливості,

відсутність між ними. Це обумовлюється наявністю між водоносними комплексами водостійких порід.

Верхньопротерозойський водоносний комплекс вивчений на Горохівській, Дуцькій, Оваденській, Кременецькій, Перемишлянській, Литовежівській, Володимир-Волинській та Берестовецькій площах, де він розташовується в інтервалі глибин 500-4150 м. Водовмісні породи представлені пісковиками і алевролітами містять напірні води. Зокрема, на пл. Горохів дебіт води зі свердловини досягав 157 м³/добу (при зниженні рівня). Статичні рівні вод встановлювалися на глибинах 35-213 м (Романюк та ін., 1967). Аргіліти (1550-1950 м) є водоупором. Води комплексу хлоркальцієвого типу із мінералізацією 25-250 г/л. Загалом для комплексу наголошується нормальна гідрохімічна зональність. У сольовому складі вод переважають хлориди кальцію, натрію та магнію. Відзначено мікрокомпоненти – бром, йод, бір, амоній, радій. Газовий склад представлений в основному азотом та метаном. Величини абсолютних позначок статичних рівнів свідчать про те, що у водоносному комплексі протерозою основний напрямок руху вод східний.

У відкладах кембрія водоносність пов'язана зазвичай із пісковиками та гравелітами. Водоносний комплекс вивчений за матеріалами глибоких свердловин на майданах Великі Мости, Овадно, Новий Вітков, Володимир-Волинський, Литовеш, Балучин, Бучач та Олеско. Глибина залягання водоносного комплексу 1000–4200 м. Водоносні горизонти в кембрійських відкладах обводнені різною мірою, але переважно незначно. Статичні рівні встановлюються на глибинах 82-336 м від гирла свердловин. Верхнім водоупором для кембрійського комплексу є відкладення ордовика, силуру. Води хлоркальцієвого типу з мінералізацією 25-220 г/л. Гідрохімічна зональність нормальна. У хімічному складі вод переважають хлориди кальцію та натрію. З мікрокомпонентів виявлено бром, йод, амоній. У газовому складі переважає метан. Відмітки гідропр'єз по водоносному комплексу кембрію зменшуються від північно-східного кордону епігерцинської платформи,

присвяченої смузі передбачуваних глибинних розломів, у західному та східному напрямках.

Нижньодевонський водоносний комплекс розташовується над відносно водотривкою товщею силуру і вивчений у свердловинах площ Нестерів, Олеско, Литовець, Кам'янка-Бузька, Дубляни, Великі Мости, Завадівка, Новий Вітков, Рава-Руська та Балучин, де він залягає на глибинах 1200-3. Водоносність присвячена пісковикам з різним ступенем водорясності. Статичні рівні зафіксовані на глибинах 12-383 м від гирла свердловин. Води - хлоркальцієві розсоли з мінералізацією 120-150г/л. У сольовому складі переважають хлориди кальцію. Іноді відзначається (Щепак, 1973) значну кількість сульфатів. Газовий склад вод метановий.

Середньо- та верхньодевонський водоносний комплекс вивчався на Великомоствівській, Бутинській, Кам'янка-Бузькій, Хлівчанській, Нестерівській, Ново-Вітківській, Дублянській та Балучинській площах, де він залягає на глибинах 1060-2800 м. Водоносність приурочена до вапняків. Водоряба низька. Статичні рівні встановлювалися на глибинах 3-1905 м від гирла свердловин. Води хлоркальцієвого типу із мінералізацією 90-105 г/л. Газовий склад метановий, газонасиченість низька ($P_{г}/P_{пл} = 0,17-0,32$).

Води верхнього девону іншого складу. Вони відносяться до сульфатно-натрієвого типу; мінералізація їх значно нижча (6,22 г/л). На деяких площах зустрінуті води хлоркальцієвого типу з мінералізацією 15-100 г/л. По водоносному горизонту середнього девону намічається рух підземних вод від глибинного розлому площі Великі Мости (Венгдинский, 1973) на південний захід і північний схід зі швидкостями 20,5-3,0 див на рік.

Кам'яновугільний водоносний комплекс добре вивчений та розкритий багатьма свердловинами в межах Львівсько-Волинського вугільного басейну на глибині 250 (Буск – 800 м) Литовець. У ньому немає чітких водоупорів (нижнього та верхнього). Не виключена можливість підтоку вод у кам'яновугільний водоносний комплекс із відкладень, що знаходяться нижче. Водовмісними є тріщинуваті вапняки та пористі пісковики, водорясність яких

дуже різна. Максимальні значення пов'язані з відкладеннями намюру («срібні пісковики») та перевищують 400 м³/добу. Позначки статичних рівнів, зазвичай, встановлювалися нижче гирла свердловин. Води комплексу характеризуються досить різними хімічним складом. Це – сульфатно- та хлоридно-натрієві з мінералізацією 10-30 г/л (Литовеж).

Юрський водоносний комплекс розвинений у південно-західній частині території. Водоносність пов'язана з пісковиками потужністю 7-56 м у долинах річок Дністра та Золотої Липи відкладення виходять на поверхню та служать областю живлення. Води напірні, переважно слабомінералізовані (до 5 г/л).

У межах розглянутої території широко розвинений водоносний комплекс верхньокрейдових відкладень, що охоплює тріщинуватий мергельно-крейдяну товщу сенон-турону і теригенну сіномана. Глибина залягання комплексу 100–200 м. Водорясність визначається ступенем тріщинуватості і дуже різна. Води прісні або слабомінералізовані (до 2 г/л), різного хімічного складу.

Кайнозойський водоносний комплекс поєднує обводнені піски, пісковики та вапняки тортону та сармату, що залягають на глибинах 2-200 м на розмитій поверхні верхньої крейди. Води переважно безнапірні, прісні.

У межах Волино-Поділля Г.І. Венглінський виділяє такі гідродинамічні зони.

1. Зона інтенсивного водообміну – відкладення карбону, верхнього та середнього девону (до лопушанської світи); Швидкості руху вод становлять 2,5-9,0 см/рік.

2. Зона утрудненого водообміну – відкладення середнього девону (лопушанська світа), нижнього девону та селура; швидкості – 0,5-1,8 см/рік.

3. Зона дуже утрудненого водообміну – відкладення кембрію та ордовика; швидкість - 0,01-0,04 см на рік.

4. Зона «застійного» режиму – відкладення протерозою та архею; швидкості руху вод близько 0,0005 см на рік.

Розділ 5. ОЦІНКА МОЖЛИВИХ ОБСЯГІВ І УМОВИ ЗАКАЧУВАННЯ РІДКИХ ПРОМИСЛОВИХ СТОКІВ

5.1. Пружні запаси водоносних комплексів та перспективи їх використання

Твердий скелет прод-колекторів і пластові води, у порах чи тріщинах якого вони перебувають, стискаються у разі підвищення тиску в пласті, тобто. мають певний пружний запас саме на цій властивості водоносних пластів та засноване поховання промислових рідких відходів. Пружні запаси пластових систем є тими «резервуарами», у які нині проводиться закачування.

Оцінка придатності певного регіону для поховання у його надрах промислових стоків насамперед має проводитися виходячи з визначення пружних запасів пластових гідрогеологічно закритих систем.

Геологічна вивченість надр західних областей України є дуже нерівномірною. Найбільша кількість (понад 600) свердловин із глибинами понад 1000 м пробурена в Предкарпатті, що є старим нафтогазовидобувним районом. Пошуки покладів вуглеводнів проводились також на південно-західному закінченні Східноєвропейської платформи (Волинська, Рівненська та Львівська області), де було пробурено 60 свердловин із глибинами 1500-4500 м. Результати інтерпретації даних буріння і випробування цих свердловин дозволяють з достатньою для практичних цілей точністю визначити обсяги порід - колекторів надр Предкарпатського прогину, обсяги їх пор або тріщинних систем і кількість пластових вод, що містяться в них, а також вивчити поширення колекторських пластів по площі і розрізу.

Враховуючи, що величина пружного запасу водоносних пластів прямо пропорційна обсягу (а отже, і потужності) порід-колекторів, перспективні для поховання резервуари графічно найбільш зручно зображувати за допомогою карт рівних потужностей колекторів.

За гідрогеологічними ознаками та літолого-фаціальними особливостями у надрах західних областей України виділено кілька умовних водоносних

комплексів, придатних для складування рідких стоків. Надалі ці комплекси називатимуть резервуарами поховання.

У зовнішній зоні Предкарпатського прогину такими є: неогеновий, що залягає на глибинах 350-500 м (від поверхні до гіпсоангідритового горизонту); крейдяний (від гіпсоангідритового горизонту до юрських або палеозойських відкладень) та юрський (від гіпсоангідритового горизонту до палеозойських відкладень).

Неогеновий резервуар характеризується найбільш значним пружним запасом у північно-західній частині зовнішньої зони. Потужність колекторських різниць досягає тут 1600 м за загальної потужності осадового чохла до 5500 м. Колектори в більшості випадків доступні для закачування стоків, оскільки залягають, як правило, в межах глибин 2000-2500 м.

Крейдяний резервуар має найбільший пружний запас у зоні поширення журавненських пісковиків (район газових родовищ Угерсько, Більче-Волиця та Північні Мединичі). Сумарна потужність пісковиків та алевролітів верхньої крейди становить 300 м і більше.

У утвореннях юри колекторами, що містять пластові флюїди, в основному є тріщинуваті вапняки. Вони поширені біля більш-менш рівномірно, виключаючи Крукенитський блок, де порід юри немає. У зв'язку з нерівномірним поширенням за розміром і площею зон тріщинуватих вапняків величини обсягів останніх можуть лише приблизно відповідати їх пружному запасу.

Оцінку обсягів поглинання промстоків глибокими горизонтами внутрішньої зони Передкарпатського прогину важко зробити, прив'язуючись до окремих стратиграфічних або водоносних комплексів.

Складне тектонічне будова цього регіону (кілька лускатих покривів з подібним розрізом), і навіть безліч дрібних замкнутих водоносних басейнів змушують виробляти умовне укрупнення резервуарів поховання щодо перспектив поховання стоків. Виходячи з запропонованої технології поховання рідких стоків, поєднання дрібних замкнутих водоносних басейнів в

один резервуар цілком можливо. Очевидно, тут найбільш доцільно об'єднувати в одній свердловині, що поглинає, колекторські пласти різних відкладень загальним фільтром.

У внутрішній зоні Предкарпатського прогину на основі викладеного виділено два резервуари поховання. Один резервуар поєднує колекторські різниці горизонтів верхнього ярусу глибинних складок, другий – колектори горизонтів нижнього ярусу. Найбільші сумарні потужності колекторів верхнього ярусу глибинних складок не перевищують 300 м. Це райони нафтових родовищ Долина та Північна Долина. Пласти пісковиків та алевролітів залягають тут на глибинах 500-4500 м.

Нижній ярус глибинних складок вивчений бурінням лише у північно-західній та південно-східній частинах внутрішньої зони. Потужність колекторських горизонтів цього резервуару досягає 150 м. Пласти пісковиків і алевролітів залягають на значній глибині (2500-6000 м), що на сучасному етапі розвитку техніки закачування ускладнює їхнє використання для захоронення промстоків.

Стан геологічної та гідрогеологічної вивченості великої території південно-східного закінчення Східноєвропейської платформи дозволяє лише орієнтовно оцінити придатність цього регіону з метою закачування промстоків. Тут поки що може бути рекомендований один резервуар поховання теригенної освіти нижнього девону в районі газового родовища Великі мости. Сумарна потужність пластів пісковиків і алевролітів з відносно невисокими колекторськими властивостями тут становить максимум 100 м. Колектори поширені на невеликій території площею близько 200 км².

Для практичного використання найбільш зручне чисельне вираження об'ємів можливого закачування в той чи інший резервуар тріщинних систем. Пов'язано це з тим, що найбільш повний відбір керна, а також промислово-геофізичні дослідження в свердловинах проводилися в основному в продуктивних товщах родовищ і розвідувальних площ. пір відкладень того чи іншого геологічного комплексу.

Для відкладень неогену зовнішньої зони та палеоген-крейдових порід внутрішньої зони Предкарпатського прогину, а також для дністровської серії району родовища Великі Мости прийнято, що середні значення пористості продуктивної частини розрізу нафтових та газових родовищ характеризують з допустимою точністю колекторські властивості частини або навіть. За такого припущення середня відкрита пористість окремих обсягів неогенового резервуара зовнішньої зони становить 8,0-18,9%.

Величини пористості нафтоносних колекторів родовищ внутрішньої зони відрізняються незначно (див. табл.7) і становлять у середньому 10%, що й приймалося нами для характеристики резервуарів поховання верхнього та нижнього ярусів глибинних складок.

Для тріщинуватих вапняків верхньої юри обсяг порового простору прийнятий рівним 3,3% загального обсягу порід (Іщенко та ін., 1975).

Коефіцієнти пружної ємності пісковиків та алевролітів неогену зовнішньої зони, крейди та олігоцену внутрішньої зони Предкарпатського прогину з достатнім ступенем точності визначено за даними лабораторних визначень УкрНДГРІ (Філяс та ін., 1965), вироблених для родовища Долина. Коефіцієнт стисливості пісковиків і вапняків юрського віку взятий за даними Щелкачова (1948).

Добуток обсягу колекторів певного водоносного басейну на коефіцієнт стисливості води та породи характеризує пружний запас резервуара закачування, тобто. показує скільки стоків можна закачати до нього при репресії в 1 кГс/см^2 .

Згідно з розрахунками, найбільша кількість стоків може бути скинута у надра зовнішньої зони Предкарпатського прогину ($34,6 \text{ млн/м}^3$) при підвищенні тиску у неогеновому, крейдянному та юрському водоносних басейнах на 1 кГс/см^2 . Неогеновий резервуар зовнішньої зони здатний прийняти $24,2 \text{ млн/м}^3$ стоків за таких самих умов.

Величина максимально допустимого підвищення тиску в певному гідрогеологічному комплексі (що використовується як резервуар поховання),

що дозволяє визначити обсяг можливого закачування в цілому, що важко визначається. При цьому слід мати на увазі, що загальне підвищення тиску в резервуарі при закачуванні стоків на одній або декількох площах неможливо через ізольованість окремих гідрогеологічних комплексів, тому загальні величини пружних запасів і допустимі підвищення тиску повинні визначатися в кожному конкретному випадку окремо. При будівництві підземних сховищ газу, наприклад, допускається підвищення тиску над гідростатичним у 1,5-1,6 (іноді і більше) разів (Левикін, 1973). Однак розміри локальних резервуарів поховання промислових стоків значно більші за підземні сховища газу. Отже. Величина підвищення тиску у перших має бути меншою, і її потрібно визначати практичним шляхом, тобто. спостереженням у процесі закачування стоків у спеціальних свердловинах.

Слід також мати на увазі, що використанню значного за обсягом резервуару неогенових відкладень зовнішньої зони повинні передувати попередні дослідження. У Крукеницькому блоці, у якому пов'язано понад 60% загального обсягу колекторів зони, відомі площі (Садковичі), де при випробуванні алевроліто-піщаних прошарків не було отримано припливу газу через набухання під впливом прісної води монтморилонітовою складовою цементу порід. (Гуржій, Щерба, Третьяков, 1969).

Пружний запас тріщинуватих порід юри зовнішньої зони цьому етапі вивченості визначено приблизно.

Крім того, використання для закачування промислових стоків колекторів крейдного палеогенового резервуара нижнього ярусу складок внутрішньої зони може бути утруднено внаслідок великих глибин залягання останнього.

У світлі викладеного найбільш прийнятно для цілей закачування стоків крейдяної та юрської резервуари зовнішньої зони та крейдяно-палеогеновий резервуар верхнього ярусу складок внутрішньої зони Предкарпатського прогину.

5.2. Виснажені поклади нафти і газу як резервуар для збереження

Звільнені від корисних копалин порові обсяги покладів вуглеводнів – ідеальні резервуари для поховання промислових стоків.

По-перше, не потрібно перевищення тисків над початковим пластовим в системі, що гарантує надійне поховання стоків.

По-друге, закачування стоків у пласти зі зниженим тиском технічно незрівнянно простіше, можливе навіть скидання їх самоналивом.

По-третє, можна використовувати для закачування закінчені експлуатацією нафтові і газові свердловини, що підвищує економічну ефективність процесу поховання стоків.

Літолого-фаціальні характеристики колекторів продуктивних товщ родовищ та глибини залягання підтверджують можливість використання їх у більшості випадків для поховання промислових стоків. У виснажених газових покладах нині проектується чи створюються підземні сховища газу. Для подібних цілей у майбутньому можливе використання інших родовищ зовнішньої зони (Більче-Волицького, Північно-Мединицького, Ходновичського, Пинянського, Мало-Горожанського та ін.). Початкові порові обсяги інших родовищ зовнішньої зони за даними експлуатації становлять близько 780 млн. м³. Враховуючи, що коефіцієнт відшкодування для газових покладів неогену та юри зовнішньої зони невисокий, заповнення їх водою у процесі розробки має перевищувати 0,3 початкового обсягу. Це означає, що самоналивом тут можуть бути поховані щонайменше 300 млн. м³ стоків. Крім того, закачування стоків у зовнішній зоні можливе і в депресійні вирви, що утворилися в процесі розробки покладів XVI горизонту (верхній крейдагельвет) на родовищах Угерсько та Більче-Волиця. В обидві поклади, за даними Львівського управління з видобутку та транспорту газу (УДТГ), запровадилося близько 253 млн. м³. При відновленні тиску в крейдяному водоносному басейні до початкової величини може бути поховано до 250 млн. м відходів.

Сумарні початкові порові обсяги газоконденсатних покладів внутрішньої зони дорівнюють 170 млн. м³, тут, як і для нафтових покладів, найбільш раціональне закачування стоків у законтурні частини з метою підтримки пластового тиску та отримання більш високих коефіцієнтів конденсато-і нафтовіддачі. Слід зазначити, що на даний час вже проводиться закачування відходів Стебникського калійного комбінату в Орів-Уличнянське нафтове родовище. У порові обсяги відпрацьованих газоконденсатних покладів внутрішньої зони, залежно від техніко-економічних міркувань. Можливе і пряме закачування промислових стоків. Сумарний обсяг поховання стоків у виснажені нафтові та газоконденсатні поклади оцінюється в 270-290 млн. м³.

Важливим чинником при похованні промислових стоків у відпрацьовані обсяги покладів вуглеводнів є можливість використання для закачування, за попередніми даними, 200-230 відпрацьованих експлуатаційних свердловин.

Слід мати на увазі, що найбільш придатні для накачування стоків газові поклади зовнішньої зони будуть закінчені експлуатацією, як правило, не раніше 1980 року. Тому в даний час можна проводити закачування переважно в законтурні частини нафтових та газоконденсатних родовищ. Не виключено і використання законтурних зон зі зниженим у процесі розробки тиском газових покладів крейдового та неогенового комплексів зовнішньої зони. Однак у цьому випадку обов'язковим є проведення попередніх дослідних та дослідницьких робіт, що повинно виключити будь-який небажаний вплив промислових стоків на газові поклади та підземні сховища газу.

5.3. Гідрогеохімічні умови закачування

Промислові стоки різного складу утворюють складні системи з водовмісними породами та ув'язненими в них водами. Це питання дуже складне і має вирішуватись у кожному конкретному випадку по-різному. Тут необхідно враховувати склад промислових стоків, хімічний склад порід-колекторів, а також склад пластових вод. При цьому велика увага має бути приділена експериментальним роботам, оскільки тільки в результаті останніх

шляхом відтворення термодинамічних умов, близьких до пластових, можна представити напрямок того складного хімічного процесу, який відбудеться після закачування рідких промислових стоків у гідрогеологічні резервуари.

Оскільки ми не маємо експериментальних даних протягом хімічних процесів можна тільки припустити, виходячи в основному з хімічного складу порід-колекторів і промислових стоків.

Ми розглядаємо окремо гідрогеологічні умови трьох тектонічних районів – Волино-Поділля зовнішньої та внутрішньої зон Предкарпатського прогину, а в них – лише деякі водоносні комплекси як можливі об'єкти для закачування промислових стоків.

Проаналізуємо загалом літологічну характеристику водовмісних порід.

У межах Волино-Поділля як резервуар для закачування пропонуються відкладення дністровської серії нижнього девону, представлені некарбонатними пісковиками та алевролітами. Загальний об'єм колектора – $31,0 \times 10^9$ м³, об'єм порового простору $2,3 \times 10^9$ м³.

У зовнішній зоні Предкарпатського прогину виділено три основні резервуари, що рекомендуються для закачування: юрський, крейдяний та неогеновий. Юрські відкладення представлені переважно карбонатними колекторами: вапняками, доломітизованими вапняками з підлеглим значенням теригенних колекторів. Об'єм колекторів - 21135×10^9 м³; обсяг пір – $69,3 \times 10^9$ м³.

Крейдяні утворення представлені теригенними колекторами, складеними пісковиками та алевролітами, з незначним поширенням карбонатних колекторів.

У розрізі неогену щодо закачування промислових стоків перспективні теригенні колектори – пісковики та алевроліти з глинистим цементом (монтморилонітовим). Об'єм колекторів - 1249×10^9 м³; обсяг порового простору – $127,9 \times 10^9$ м³.

У внутрішній зоні як об'єкти для закачування рідких стоків запропоновані крейда-палеогенові відкладення верхнього та нижнього ярусів складок,

виражені в основному теригенними колекторами – пісковиками. Об'єм колекторів верхнього ярусу - 125×10^9 м³, нижнього – $225,6 \times 10^9$ м³. Об'єм порового простору верхнього ярусу $12,5 \times 10^9$ м³, нижнього – $22,6 \times 10^9$ м³.

Хімічний склад стоків залежить від роду підприємств. Так, склад стоків нафтопереробних заводів – гідрокарбонатно-хлоридно-кальцієво-натрієвий з мінералізацією 5-8 г/л, рН – 6,0-9,5. Мінералізація стоків сірчаних кар'єрів 1 г/л, їх склад сульфатно-кальцієвий. Луги хіміко-металургійних комбінатів характеризуються мінералізацією 253-471 г/л, рН - 4-8, хлоридно-кальцієвим та хлоридно-магнієвим складом.

Найбільш мінералізовані стоки надходять із нафтогазових промислів (300-400 г/л). Розсоли нафтопромислів майже повні аналоги пластових вод. Найбільш токсичні незважаючи на низьку мінералізацію, стоки нафтопереробних заводів, розташовані на території внутрішньої та зовнішньої зон Предкарпатського прогину, та високомінералізовані луги хіміко-металургійних комбінатів.

Пластові води в основному високомінералізовані хлоркальцієві розсоли. Зміст хлору у яких досягає, зазвичай, 45-50, натрію-калію – 35-50, кальцію – 5-10% -екв. Вміст іонів магнію сульфатного гідрокарбонатного незначна. Таким чином, головними іонами цих вод є хлор, натрій та кальцій. Однак за їх змістом пластові води суттєво відрізняються від вихідних морських вод, а висока концентрація Cl і Na у підземних водах може бути пояснена процесами концентрації цих іонів, що містяться у водорозчинній частині порід. Майже весь кальцій і магній надійшли з порід, що вміщують: кальцій - з вапняків, що розкладаються водами в присутності NaCl; а магній – з доломітів, доломітизованих вапняків.

Очевидно, що закономірності розподілу різних за складом вод Предкарпатським прогином насамперед пов'язані з літолого-мінеральним характером порід, що вміщують, потім – зі структурно-тектонічними умовами водоносних горизонтів, що, у свою чергу, визначає ступінь гідрогеологічної закритості, інтенсивність водообміну.

Більшість території поширення крейда-палеогенових відкладень глибинних складок внутрішньої зони характеризується наявністю вод з мінералізацією 60-290 г/л; найвищі значення – до 380 г/л, а південно-східної частини 50-260 г/л.

У північно-західній та центральній частинах зовнішньої зони Предкарпатського прогину води юрських, верхньокремових та неогенових відкладень у більшості випадків характеризуються мінералізацією 40-140 г/л.

Водоносні горизонти відносяться, як правило, до гідродинамічної зони дуже утрудненого водообміну, де система пластових вод – водовмісні породи досягала рівноваги.

Закачування у водоносні горизонти внутрішньої зони Передкарпатського прогину промислових стоків нафтогазопромислів істотно не впливає на рівновагу цієї системи. Те саме стосується скидних вод сірчаних кар'єрів у зовнішній зоні. Тут слід лише побоюватися фізико-механічних явищ, що відбуваються при набуханні монтморилонітового цементу внаслідок його взаємодії з прісними водами (мінералізація стоків 1-3 г/л), що може бути серйозною перешкодою для закачування стоків.

Високомінералізовані стічні води хіміко-металургійного комбінату в місті Калуші аналогічні пластовим розсолам, що дозволяє рекомендувати їх закачування в горизонти юри, крейди та палеогену. Поширені в цих районах йодо-бромні промислові води суттєво не погіршать свого складу.

ВИСНОВКИ

У процесі виконання кваліфікаційної роботи проведено всебічне дослідження геологічної будови та нафтогазоносності Передкарпатського прогину, що дозволило отримати такі основні результати:

Передкарпатський прогин є важливою тектонічною структурою, що простягається вздовж східного передгір'я Карпатської складчастої системи й виконує роль потужного осадового басейну, сформованого внаслідок альпійських тектонічних рухів.

Осадовий чохол прогину представлений потужною товщею порід мезозойського та кайнозойського віку (крейда, палеоген, неоген), серед яких найбільшу нафтогазоносну перспективу мають флішеві комплекси олігоцену та міоцену.

Стратиграфічна побудова включає численні світи та пачки, зокрема: спаську, головнінську, стрійську (крейда), ямненську (палеоцен), манявську, вигідську (еоцен), менілітову та інші, що характеризуються фаціальною мінливістю, складною літологією й наявністю колекторських прошарків.

У межах прогину виділяються **дві головні зони нафтогазонасичення**: зовнішня, пов'язана з неглибоко залягаючими породами неогену, та внутрішня – із флішем палеогену. Найбільш продуктивними є пісковики менілітової, ямненської та манявської світ.

Колекторські властивості порід варіюють у широкому діапазоні. Найкращі характеристики спостерігаються у пісковиках з пористістю до 18–22% і проникністю до 200 мД, які зафіксовані в зоні Скибових Карпат і прилеглих ділянок.

Гідрогеологічні умови Передкарпатського регіону визначаються складною багатоглибинною циркуляцією підземних вод, які поділяються на прісні та мінералізовані. Глибокі водоносні горизонти розглядаються як потенційні об'єкти для утилізації промислових стоків за умови попередньої оцінки фільтраційних і буферних властивостей порід.

Виснажені поклади вуглеводнів можуть використовуватись як підземні резервуари для зберігання техногенних рідин, однак для цього необхідне гідродинамічне моделювання та моніторинг стану пластів.

За результатами дослідження зроблено висновок про **високу перспективність Передкарпатського прогину** як у плані виявлення нових покладів вуглеводнів, так і в контексті інтегрованого використання геологічного середовища – зокрема, для техногенної утилізації або підземного зберігання.

Запропоновані **рекомендації** можуть бути використані при плануванні подальших пошуково-розвідувальних робіт, а також у формуванні стратегій раціонального використання надр і захисту довкілля у передкарпатському регіоні.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Атлас родовищ нафти і газу України. Т. IV: Західний нафтогазоносний регіон / [М.Я. Вуль, С.В. Гошовський, Б.І. Деніга та ін.]. – Львів: Центр Європи, 1998. – 352 с.
2. Білан О. Є. Геологія України: навч. посіб. – Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2005. – 296 с.
3. Вахрушев С. А., Стеценко І. І. Геологія нафтогазоносних провінцій України. – Київ: Наукова думка, 2003. – 268 с.
4. Гожик П. Ф. Стратиграфічний кодекс України. 2-ге вид. – Київ: Державна служба геології та надр України, 2012. – 66 с.
5. Гошовський С. В. Тектоніка України. – Львів: Видавництво Львівського університету, 1996. – 312 с.
6. Доленко Г. Т. Геологія України. Т. 2: Геотектоніка. – Київ: Либідь, 1990. – 415 с.
7. Клевцов О. О. Передкарпатський прогин: структура, нафтогазоносність, особливості розвитку. – Харків: ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2020. – 148 с.
8. Колодій В. В., Маєвський Б. Й. Нафтогазова гідрогеологія. – Івано-Франківськ: Факел, 2009. – 141 с.
9. Крупський Ю. З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – Київ: УкрДІГРІ, 2001. – 144 с.
10. Левицький В. В. Геологічна будова та нафтогазоносність Верхньомасловецького родовища (Львівська обл.). – Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2022. – 98 с.
11. Луценко І. Ф., Хоменко Ю. О. Геологічна будова Передкарпаття. – Київ: Освіта, 2014. – 134 с.
12. Петрографічний кодекс України / За ред. І.Б. Щербакова. – Київ, 1999. – 81 с.
13. Прусов О. В., Ключев О. В. Стратиграфія та тектоніка південно-західної частини України. – Чернівці: Рута, 2017. – 108 с.
14. Сідоренко А. В. Гідрогеологія Української РСР. – Київ: Надра, 1971. – 614 с.
15. Струтинська Т. В. Гідрогеохімічні умови нафтогазоносних регіонів України. – Львів: ЛНУ, 2015. – 189 с.

16. Тимчук І. І. Основи геодинаміки та її застосування в геології нафти і газу. – Івано-Франківськ: ІФНТУНГ, 2010. – 206 с.
17. Шипиленко С. В. Тектонічна карта Карпат. – Київ: Мінгео УРСР, 1986. – 1 арк., масштаб 1:200 000.
18. Український геологічний портал: <https://www.geo.gov.ua> (перевірено 2025-06-13).
19. Fendek, M., Fendekova, M. (2000). *Hydrogeological Conditions of Slovakia*. Bratislava: Geological Survey of the Slovak Republic. Retrieved from <https://www.geology.sk/>
20. Lapin, M., Faško, P., Melo, M. (2007). *Climate Atlas of Slovakia*. Bratislava: Slovak Hydrometeorological Institute. Retrieved from <https://www.shmu.sk/>
21. Melo, J., Halikova, V., Potocky, L., Filo, I. (2008). *Geological Map of the Slovak Republic 1:500,000*. Bratislava: Ministry of Environment of the Slovak Republic. Retrieved from <https://www.geology.sk/>
22. Ministère de l'Environnement du Luxembourg (2018). *Stratigraphie et Tectonique du Bassin Rhénan*. Luxembourg: Administration de la nature et des forêts.
23. Stille, H. (1951). *Das mitteleuropäische Faltengebirge*. Berlin: Akademie Verlag.
24. Znosko, J. (1998). *Geological structure of Poland – general overview*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
25. Poprawa, P. (2006). *Development of the Polish segment of the Carpathian foredeep basin*. *Geological Quarterly*, 50(1), 43–58.
26. Golonka, J. (2004). *Plate tectonic evolution of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 237–256.
27. Tari, G., Horváth, F. (2010). *The Carpathian–Pannonian region: a review of tectonic evolution*. *Tectonophysics*, 501, 1–33.
28. European Commission. (2020). *Raw Materials Scoreboard 2020*. Luxembourg: Publications Office of the European Union.
29. GeoERA Project. (2021). *Towards a Geological Service for Europe*. Final Report. Retrieved from <https://geoera.eu>
30. Kiss, J., Sásdi, L. (2015). *Petroleum Systems of the Pannonian Basin*. Budapest: Hungarian Geological Institute.