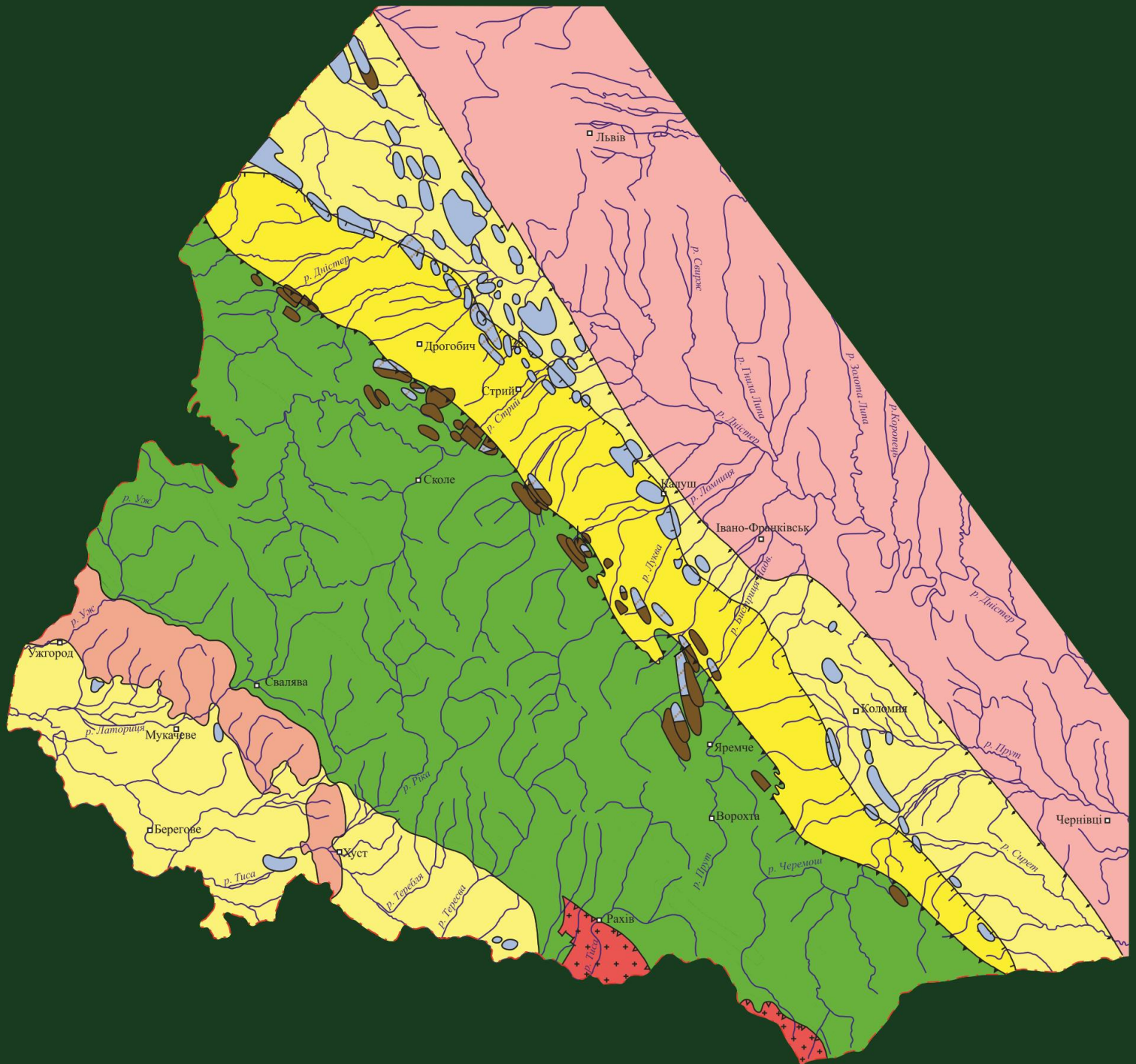


РЕЗЕРВ НАФТОГАЗОВИДОБУТКУ ЗАХІДНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ





НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE



ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН
НАУКОВА РАДА З ПРОБЛЕМИ
«ГЕОЛОГІЯ І ГЕОХІМІЯ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН»
INSTITUTE OF GEOCHEMISTRY OF COMBUSTIBLE MINERALS
ACADTMIC COUNCIL FOR PROBLEM GEOLOGY
AND GEOCHEMISTRY OF COMBUSTIBLE MINERALS



УКРАЇНСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ КОМІТЕТ
КАРПАТО-БАЛКАНСЬКОЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ АСОЦІАЦІЇ
OF CARPATHIAN-BALKAN GEOLOGICAL ASSOCIATION
UKRAINIAN NATIONAL COMMITTEE

*Затверджено до друку вченою радою
Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України*

Рецензенти: академік НАН України Євстахій Крижанівський;
член-кореспондент НАН України Валентин Максимчук;
доктор геологічних наук, професор Ігор Багрій.
Відповідальний редактор – академік НАН України Мирослав Павлюк.
Літературний редактор – доктор філологічних наук, професор Надія Зелінська.

Р 341 Резерв нафтогазовидобутку Західного регіону України / М. Павлюк, І. Наумко та ін. – Національна Академія наук України; Інститут геології і геохімії горючих копалин. Львів, 2022. – 415 с.
ISBN 978-966-02-9953-5

У монографії висвітлено важливі теоретичні та практичні питання нафтогазової геології.

Авторами розглянуто сучасні погляди на структуру і геодинаміку Західного регіону України; виявлені геодинамічні умови розміщення родовищ нафти і газу та міграції природних вуглеводнів, обґрунтовано зони акумуляції вуглеводнів за результатами аналізу тектонічних, структурних, літологічних, геохімічних та інших чинників нафтогазонагромадження у недостатньо вивчених бурінням та геофізичними методами досліджень нафтогазоносних комплексах Західного регіону України, вивчено закономірності поширення типів пасток вуглеводнів у різних тектонічних зонах, проаналізовано матеріали з нафтогазоносності встановлених родовищ нафти і газу та інформацію щодо поверхневих виходів нафт і бітумів; оцінено ймовірність існування нових типів пасток; проаналізовано ресурсну базу Західного нафтогазоносного регіону, визначені зони концентрації ресурсів; проаналізовано фонд перспективних нафтогазоносних структур, а також за результатами власних досліджень виокремлено перспективні об'єкти та визначено найперспективніші з них.

Термодинамічний аналіз перетворень органічної речовини по родовищах нафтогазоносних регіонів України загалом та Західного регіону зокрема, вказує як на можливість біогенного, так і на ймовірність абіогенного походження, тобто на «полігенез нафти».

Для геологів, нафтовиків, викладачів, аспірантів і студентів геологічних спеціальностей.

Oil and gas production reserve of the Western region of Ukraine / M. Pavlyuk, I. Naumko et al. – National Academy of Sciences of Ukraine; Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals. Lviv, 2022. – 415 p.

The monograph deals with important theoretical and practical points of oil and gas geology.

The authors considered modern views on the structure and geodynamics of the Western region of Ukraine. The geodynamic conditions for the location of oil and gas fields and the migration of natural hydrocarbons were identified. The hydrocarbon accumulation zones were substantiated by the results of the analysis of tectonic, structural, lithological, geochemical and other factors of oil and gas accumulation in insufficiently studied by drilling and geophysical methods of research of oil and gas bearing complexes of the Western region of Ukraine. The regularities of the distribution of types of hydrocarbon traps in different tectonic zones were studied. Materials on oil and gas potential of established oil and gas fields and information on surface yields of oil and bitumen were analyzed. The probability of the existence of new types of traps was estimated. The resource base of the Western oil and gas region was analyzed, and zones of resource concentration were identified. The fund of perspective oil and gas structures was analyzed, and also according to results of own researches perspective objects were allocated and the most perspective of them were identified.

The thermodynamic analysis of transformations of organic matter in the deposits of oil and gas regions of Ukraine in general and the Western region in particular, indicates both the possibility of biogenic and the probability of abiogenic origin, i.e., «oil polygenesis».

*Борцям за вільну
з'єдинену і самотійну Україну
— присвячується —*

З М І С Т

Передмова.....	7
1. Теоретичні уявлення про синтез і генезис природних вуглеводнів у літосфері Землі.....	10
1.1. Стислий огляд основних поглядів на походження природних вуглеводнів у літосфері Землі (теорії-гіпотези синтезу і генезису).....	10
1.2. Аналіз та інтерпретація фізико-хімічних систем типу вода-вуглеводні, вода-нафта (за експериментальними даними).....	15
1.3. Відтворення поведінки і фазових станів вуглеводне-водних флюїдів за високих температур і тисків (за відомостями про водно-вуглеводневі включення у кристалах синтетичних мінералів).....	24
Література до першого розділу.....	39
2. Газогенераційний потенціал органічної речовини осадового шару Західного нафтогазоносного регіону України (на засадах термодинаміки).....	45
2.1. Хімічна термодинаміка в описі еволюції органічної речовини.....	48
2.2. Моделювання трансформації структури кєрогену в рівновазі з вуглеводнями.....	58
2.3. Визначення температури трансформації та газогенераційного потенціалу органічної речовини осадового шару Західного нафтогазоносного регіону України.....	83
Література до другого розділу.....	103
3. Проблемні питання стратифікації, тектоніки, районування і формування Західного нафтогазоносного регіону.....	109
3.1. Передкарпатський крайовий прогин.....	110
3.2. Складчасті Карпати.....	114

3.2.1. Стратиграфія Карпат.....	114
3.2.1.1. Стратиграфія олігоцену Передових Карпат.....	116
3.2.2. Особливості будови деяких тектонічних елементів Карпат.....	128
3.2.2.1. Кросненський покрив.....	128
3.2.2.2. Турківський субпокрив.....	132
3.2.2.3. Бітлянсько-Свидовецький субпокрив.....	137
Література до третього розділу.....	142
4. Критерії нафтогазоносності Західного нафтогазоносного регіону...	147
4.1. Геохімічні ознаки нафтогазоносності.....	147
4.1.1. Просторове поширення вуглеводневих скупчень.....	147
4.1.2. Фізико-хімічні властивості вуглеводнів.....	153
4.1.3. Особливості розподілу вуглеводнів за їхніми властивостями.....	164
4.2. Флюїдодинамічні ознаки нафтогазоносності.....	167
4.3. Прямі та непрямі ознаки нафтогазоносності.....	177
4.3.1. Гідротермальне поле.....	181
4.3.2. Вуглеводневе поле.....	182
4.3.3. Сульфідна мінералізація.....	189
4.4. Гідрогеохімічні ознаки нафтогазоносності.....	191
4.4.1. Характеристика пластових вод продуктивних товщ.....	191
4.4.2. Гідрогеохімічні, газогідрогеохімічні ознаки нафтогазоносності.....	205
Література до четвертого розділу.....	212
5. Зони акумуляції вуглеводнів у недостатньо вивчених нафтогазоносних комплексах.....	217
5.1. Волино-Подільська нафтогазоносна область.....	217
5.1.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення.....	217

5.1.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ.....	244
5.2. Більче-Волицький нафтогазоносний район.....	258
5.2.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення.....	258
5.2.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ..	283
5.3. Самбірський перспективний район.....	291
5.4. Нафтогазоносний район платформного автохтону Карпат.....	295
5.4.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення.....	295
5.4.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ..	305
5.5. Карпатська нафтогазонаосна область.....	310
5.5.1 Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення.....	310
5.5.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ.....	328
5.6. Закарпатська газонаосна область.....	339
5.6.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення.....	339
5.6.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ.....	377
Література до п'ятого розділу.....	395
6. Аналіз ресурсної бази Західного нафтогазоносного регіону України.....	399
6.1. Нафтогазогеологічне районування регіону.....	399
6.2. Ресурсна вуглеводнева база регіону.....	401
Література до шостого розділу.....	406
Висновки.....	407

ПЕРЕДМОВА

Проблема забезпечення народного господарства України паливно-мастильними матеріалами та вуглеводневими енергоносіями постала від часу проголошення незалежності держави. Особливо вона загострилася в період російсько-української війни та наступної відбудови тимчасово окупованих територій. Внаслідок російської агресії порушене нормальне функціонування нафтогазовидобувних підприємств Чернігівської, Сумської, Харківської, Луганської, Донецької областей, розташованих на території найбільшого за запасами і видобутком Східного нафтогазоносного регіону. З 2014 р. повністю загарбана і переорієнтована на потреби окупанта нафтогазовидобувна інфраструктура Південного регіону – Криму разом з Азовським і Чорноморським шельфом.

У сучасній геополітичній ситуації стабільними об'єктами видобування нафти і газу в Україні є родовища Західного нафтогазоносного регіону. Він належить до найстаріших у світі, найбільші за запасами родовища вже відпрацьовано, природні резервуари деяких з них перетворено на підземні газосховища. Зараз регіон забезпечує невелику частку енергоносіїв для держави – 21,5% нафти з конденсатом і 5,5% газу. Тому на часі нові підходи до оцінки можливостей регіону у збільшенні видобутку вуглеводневої сировини.

У книзі наведено результати досліджень творчого колективу наукових працівників Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, які подають надію, що у Західному нафтогазоносному регіоні є ще цілком реальні перспективи нарощування видобутку нафти і газу. Вони полягають у реалізації двох основних напрямків.

Перший з них передбачає застосування сучасних технологій інтенсифікації нафтогазовидобутку на відомих родовищах, у покладах яких значно знижені пластові тиски, присутні породи-колектори з низькими ємнісно-фільтраційними властивостями, наявні недорозвідані частини покладів. Проблеми вирішуються дотискуванням видобутого газу до параметрів, які

необхідні для подавання його до магістральних газопроводів, використанням технологій гідророзриву, колтюбінгу, похило спрямованого буріння, раціональних методів розкриття і випробування продуктивних горизонтів, розбурюванням незадренованих частин покладів за даними 3D сейсморозвідки, відновленням старих свердловин тощо. Упродовж останніх років такі роботи у зрослих обсягах і з позитивним ефектом здійснюють як державні, так і приватні нафтогазовидобувні організації. Використання сучасних технологій – це найдешевший і найшвидший спосіб не стільки забезпечити потреби країни в енергоносіях, скільки на певний час підтримати видобуток вуглеводнів за рахунок старих родовищ.

Другий напрямок полягає у поживленні пошукових робіт з метою відкриття і промислового освоєння нових родовищ вуглеводнів, інтенсивність яких в останні роки була надзвичайно низькою, а у воєнний час практично припинилася. А це єдина можливість істотно збільшити видобуток власних енергоносіїв.

Підсумовуючи результати власних багатолітніх досліджень та використовуючи новітні розробки нафтогазової геології, ми поставили собі за мету висвітлити проблему пошуків нових родовищ у Західному нафтогазоносному регіоні: від утворення вуглеводневих флюїдів у надрах планети до їхньої акумуляції в конкретних структурних формах. Тому у книзі в єдиному взаємозв'язку розглянуті питання глибинного нафтидогенезу, газогенераційного потенціалу органічної речовини з позицій термодинаміки, геологічної будови регіону з акцентом на недостатньо вивчені тектонічні одиниці і комплекси порід, закономірностей просторового розміщення родовищ вуглеводнів та фізико-хімічних властивостей нафти і газів, критеріїв нафтогазоносності, ресурсної вуглеводневої бази регіону. Наголошено на розмаїтості термодинамічних параметрів і складу нафтидоносних систем у надрах, що передбачає для них як можливість біогенної, так і ймовірність абіогенної генези. Ці універсальні підходи до синтезу і генезису природних

вуглеводнів визначає нова фундаментальна парадигма нафтогазової геології і геохімії – полігенез природних вуглеводнів у надрах, що збільшує потенціал Західного нафтогазоносного регіону за рахунок вуглеводнів різних джерел. На сучасному етапі доповненню загальногеологічних пошукових критеріїв вуглеводнів значною мірою сприятимуть інноваційні рішення, що ґрунтуються на аналізі фізико-хімічних параметрів нафтидогенезу у контексті прогнозування фазового стану ймовірних покладів, як новому перспективному напрямку та можливістю створення уточненої стратегії і тактики пошуків нових родовищ вуглеводнів. За таких передумов зростає важливість застосованих у праці нових оригінальних дослідницьких підходів, до яких, насамперед, належать методи термобарогеохімії і термодинаміки.

У підсумку в межах Західного нафтогазоносного регіону запропоновано й обґрунтовано конкретні об'єкти для пошукового буріння, виділено найперспективніші структури, освоєння яких, як ми сподіваємося, призведе до відкриття нових родовищ нафти і газу, що забезпечить вагому частку потреб держави у вуглеводневій сировині.

1. ТЕОРЕТИЧНІ УЯВЛЕННЯ ПРО СИНТЕЗ І ГЕНЕЗИС ПРИРОДНИХ ВУГЛЕВОДНІВ У ЛІТОСФЕРІ ЗЕМЛІ

Передумовою з'ясування походження природних вуглеводнів у літосфері Землі є розгляду їхнього синтезу і генезису на атомно-молекулярному рівні. Такі підходи особливо ефективні при вирішенні фундаментальних питань генезису, міграції і локалізації вуглеводневмісних флюїдів у процесі формування нафтових і газових та газовугільних родовищ в Україні. У такому контексті й розглянемо проблему походження природних вуглеводнів у літосфері Землі та процеси формування нафтових і газових родовищ, зокрема в Західному регіоні України.

1.1. СТИСЛИЙ ОГЛЯД ОСНОВНИХ ПОГЛЯДІВ НА ПОХОДЖЕННЯ ПРИРОДНИХ ВУГЛЕВОДНІВ У ЛІТОСФЕРІ ЗЕМЛІ (ТЕОРІЇ-ГІПОТЕЗИ СИНТЕЗУ І ГЕНЕЗИСУ)

Проблема синтезу і генезису природних вуглеводнів та формування родовищ нафти і газу у літосфері Землі залишається у центрі багатолітньої дискусії. Загалом вона зводиться до двох концептуально крайніх точок зору на цей процес: про біогенне (органічне) чи абіогенне (неорганічне) походження нафтових вуглеводнів, або точніше, про осадове чи глибинне джерело речовини та провідний геологічний процес нафтогазогенезу, який приводить до формування родовищ нафти і газу (Пиковский, 2006).

Зокрема, прихильники органічної (осадово-міграційної) гіпотези (теорії) апріорі стверджують, що першоджерелом нафти є т. зв. розсіяна органічна речовина, тобто залишки переважно морських (планктон), примітивних рослинних організмів, які в геологічних умовах захоронення декарбоксилуються і поступово переходять у вуглеводні (Вассоевич, 1967). Ці вуглеводні у вигляді первинної нафти (протонафти, мікронафти) формувалися у нафтоматеринському шарі (Вассоевич, 1975) і у пласті-генераторі водню та пласті-носієві вихідного (нафтоматеринського) вуглецю (Трофимук и др.,

1998). При цьому, однак, не розкривається уся складність фізичних, фізико-хімічних та геологічних процесів їхнього перетворення, механізмів реакцій на поверхнях каталізаторів у нафтоматеринських світах, та й самих реакцій синтезу власне вуглеводнів, їхньої десорбції з цих порід і утворення скупчень вуглеводнів та інших явищ. Разом із тим слід наголосити, що з рослинних решток в умовах захоронення целюлоза цілком розкладається до CO_2 і H_2O , а натомість лігнін перетворюється поступово по шляху лігнін – торф – буре вугілля – кам'яне вугілля (антрацит). Ситуацію не змінює навіть припущення про формування вуглеводнів нафти з ліпідної частини організмів. Вихідних органічних речовин у цьому випадку недостатньо для утворення відомих (розвіданих) сумарних запасів вуглеводнів, не кажучи про відсутність експериментального механізму такого перетворення і незрозумілі шляхи міграції та нагромадження гіпотетичних вуглеводнів у породах-колекторах і пастках (Павлюк и др., 2003; Павлюк та ін., 2005).

Неорганічна ж теорія постулює факт утворення нафти і газу, виходячи з абіогенних ендотермічних позицій, наприклад, із переконань Г. Н. Доленка (Доленко, 1990) про «минеральный синтез нефти и газа в условиях астеносферы мантии Земли» чи ідей В. Б. Порфір'єва (1964) про «первісне, “позаземне” походження її складових елементів», тобто про «космічну природу» нафти, яка утворюється «при очень высоких температурах и давлениях под земной корой из имеющихся там космогенных водорода и оксида углерода» (Шнюков, Краюшкин, 1999), тобто синтезу природних вуглеводнів у мантиї Землі з CO_2 і H_2O шляхом втрати кисню (Чекалюк, 1971; Доленко и др., 1981; Журнал..., 1986; Доленко, 1986, 1990) та їхньої подальшої міграції глибинними розломами через кристалічні породи та осадову товщу з утворенням на цьому шляху родовищ нафти і газу. Якби ця нафта утворилася в умовах верхньої мантиї, де синтезуються також високотемпературні сполуки – оксиди типу: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , діамант та супутні мінерали – піроп, олівін, ільменіт, магнетит, графіт тощо, то паралельно з вуглеводнями у родовищі у вигляді домішок повинні

траплятися кристали діаманту з різним ступенем графітизації на їхніх зовнішніх поверхнях та достатні кількості водню і СО. Практично ж цього ми не спостерігаємо, не кажучи вже про неможливість існування вуглеводневих сполук включно з метаном за температур рідкої магми і вищих, що неминуче призвело б до їхніх піролізу чи крекінгу.

Ця теорія ґрунтується лише на даних лабораторно-промислового синтезу складної вуглеводневої суміші типу нафти з неорганічних водню і сполук вуглецю (СО, СО₂), тому найслабшою ланкою геолого-геохімічних умов процесу є невизначений хімізм утворення вуглеводнів з таких неорганічних субстратів як СО₂ і Н₂О. З точки зору формальної хімічної термодинаміки він не вигідний, на що вказують значення термодинамічних потенціалів утворення цих сполук із елементів ΔG за різної температури, зокрема за 298 К для стану ідеального газу: для СО₂ -92,26 ккал/моль (-386,57 кДж/моль), для Н₂О – -57,80 ккал/моль (-242,18 кДж/моль), а водночас для метану всього – -12,13 ккал/моль (-50,82 кДж/моль). Припускають можливість перебігу реакцій в екстремальних умовах тисків та температур, щоправда, далі залишається без пояснення такий важливий факт, яким чином може зв'язуватися надлишковий кисень із вихідних субстратів.

Згідно з уявленнями осадово-неорганічної теорії формування нафтових і газових родовищ (Чебаненко та ін., 1999), нафтові вуглеводні утворюються у верхніх частинах земної кори, де глибинний водень, що надходить з глибин Землі зонами глибинних розломів, взаємодіє з седиментогенним вуглецем, найбільші обсяги якого наявні в потужних товщах осадових формацій. Хоча автори вважають, що вона не є компромісною між раніше розробленими органічною і магматично-неорганічною теоріями, бо «у ній немає ні нафтоматеринських шарів, ні готових нафтових вуглеводнів, що підіймаються із глибинних частин Землі», але, з нашого погляду, також не повною мірою враховує вищенаведені протиріччя попередніх теорій, зокрема, необхідність наявності потужного джерела енергії.

У низці гіпотез (теорій) використано постулати тектоніки плит (субдукція, спрединг). Це наступні гіпотези-теорії: «рециклінгу» (Х. Хедберг, О. Ушаков, В. Фединський, О. Сорохтін), «геолого-геохімічна» (Г. Доленко), «гібридна» (Л. Анісімов), «геодинамічна» («мікст-генетична», «полігенна») (В. Гаврилов) тощо.

Інші найновіші різнопланові гіпотези (теорії) – «геосиненергетична концепція природних вуглеводнево-генерувальних систем» (Лукин, 1999; Лукин, Пиковский, 2004), «полігенез нафти і газу» (Дмитриевский, 2003), «змішаного органічно-мінерального синтезу» (Павлюк и др., 2003; Павлюк, 2014) – також не знімають певних протиріч.

Крім того, панівними нині гіпотезами (теоріями) генезису природних вуглеводнів складно пояснити і феномен наявності відомих гігантських та надгігантських газових, нафтогазових і нафтових родовищ, до прикладу, Діп-Бейсн (12,5 трлн м³ газу) у Канаді, Сан-Хуан (935 млрд м³ газу) і Панхендл-Хьюготон (223 млн т нафти і 2 трлн м³ газу) у США, Клейр (635 млн т нафти) у Великій Британії, Шенлі (3,23 млрд т нафти) у КНР, Куюмбо-Юрупчино-Тайгінське (1,0–2,0 млрд т нафти) (Шнюков, Краюшкін, 1999) і Штокманське в Баренцевому морі (понад 3 трлн м³ газу) у Росії (Павлюк, 2014) та ін.

З викладеного випливає, що численні різнопланові гіпотези-теорії синтезу і генезису природних вуглеводнів у літосфері Землі ґрунтуються на принципово відмінних концептуальних засадах.

За означених передумов виникає припущення, що універсальна гіпотеза-теорія такого плану не може бути створена, адже позитиви і недоліки кожної окремої з теорій-гіпотез неможливо поширити на інші. Те, що за одних *РТ*-умов сприяє утворенню вуглеводнів, за інших – є деструктивним фактором, і не може служити поєднувальним чинником, адже генераційно-міграційне захоплення вуглеводнів включає багато варіантів еволюції органічної речовини у породних комплексах. У різних геофлюїдодинамічних ситуаціях процеси нафтидогенезу матимуть свої відмінності; вони будуть реалізовуватися за

розмаїтих термодинамічних параметрів (T , P) і складу нафтидоутворювальних систем, однак у підсумку формуватиметься весь спектр природних вуглеводнів – складових нафти і газу.

Отож, на передній план мають виходити принципово інші підходи щодо можливих фізико-хімічних моделей і шляхів синтезу і генезису природних вуглеводнів та формування родовищ нафти і газу у літосфері Землі. При цьому альтернативні точки зору – абіогенну, абіогенно-біогенну та біогенну – може фактично урівняти концепція полігенезу нафти і газу, елементи якої вже напрацьовано в ІГГК НАН України. За таким підходом в нову фундаментальну парадигму нафтогазової геології і геохімії – полігенез природних вуглеводнів у надрах Землі – органічно вписуються розроблені в Інституті «нова теорія мінерального синтезу нафти і газу в умовах астеносфери мантиї Землі» (Доленко и др., 1981; Доленко, 1986, 1990), «змішаного органічно-мінерального синтезу» («подвійний генезис») (Павлюк и др., 2003; Павлюк, 2014, 2017), «нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм» (Сворень, Наумко, 2006; Наумко, 2006).

Зауважимо, що полігенез нафти і газу – це не зближення або об'єднання органічної і неорганічної теорій їхнього походження, це лише фіксація палеотермобаричних умов флюїдного середовища нафтидогенезу, в яких можливе утворення природних вуглеводнів. Цей принципово інший підхід розглядає можливості синтезу природних вуглеводнів у різних геофлюїдодинамічних ситуаціях і, отже, значно розширює потенційні можливості оцінки нафтогазоресурсності перспективних регіонів, зокрема й надр Заходу України.

Такі підходи чітко впливають із аналізу численних літературних матеріалів, з аналізу та інтерпретації фізико-хімічних систем типу вода–вуглеводні, вода–нафта та візуалізації поведінки і фазових станів вуглеводневих флюїдів за високих температур і тисків (за експериментальними даними).

1.2. АНАЛІЗ ТА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ СИСТЕМ ТИПУ ВОДА–ВУГЛЕВОДНІ, ВОДА–НАФТА (ЗА ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИМИ ДАНИМИ)

Повну уявлення про стан мінералоутворювального флюїду та ізольованої його частинки – включення без застосування фізико-хімічних діаграм гетерогенних рівноваг скласти неможливо. Такі діаграми є засобом прикладення законів точних наук до природних систем. Однак визначальним повинно залишатися виявлення способу кристалографічної індивідуалізації включень (Калюжный, 1978) з урахуванням експериментальних досліджень різних процесів кристалогенезу в умовах природної та штучної гетерогенізації розчинів (Петровский, 1983).

Такі важливі компоненти флюїдів як вуглеводні, відрізняючись різною взаєморозчинністю як з водою, так і між собою (Карцев и др., 1992), залежно від концентрації повністю розчиняються у ній (гомогенні системи) або утворюють складні гетерогенні суміші – двофазові, у випадку багатоконпонентних вуглеводне-водних систем – й трифазові чи багатфазові. Це за умов змінних тиску і температури створює складні фізико-хімічні ситуації мінералонафтидогенезу.

Мінералоутворення у системі H_2O –вуглеводні наявне у випадку катагенного і посткатагенного мінералоутворення і пов'язане з міграцією гетерогенних вуглеводне-водних флюїдів. До складу системи, крім, головню, метану можуть входити азот, діоксид вуглецю, вищі гомологи метану, інші вуглеводневі сполуки, але у низці випадків вони є другорядними через те, що розчинність при переході до наступного гомолога метану знижується у два–три рази. Тому інтерпретація мікротермометричних даних часто обґрунтовано базується на експериментальних даних про систему H_2O – CH_4 .

Об'єктом численних експериментальних робіт з розчинності води і вуглеводнів слугували бінарні системи, що складаються з води і різних індивідуальних вуглеводнів – від метану до н-гептану включно, а також бензолу і толуолу. Зокрема, при вивченні суміші дистильована вода–метан в

інтервалі тиску 1–110 МПа і температурі 150–360 °С встановлено (Намиот и др., 1971), що розчинність метану у воді зростає із підвищенням тиску. Зростання температури також сприяє різкому збільшенню вмісту води у стисненому метані. Повної змішуваності води і метану було досягнуто у подвійній критичній точці з параметрами $T_{кр} = 351,9$ °С і $P_{кр} = 96,5$ МПа.

За даними (Connolly, 1966), критичні параметри розчинності досліджених ним бінарних систем вода–*n*-пентан, вода–2-метилпентан, вода–*n*-гептан і вода–бензол, відповідно, рівні (в °С і МПа): 351 і 34, 352 і 31, 352 і 29, 297 і 24. У них виникають ті ж явища, що у системах вода–метан чи вода–етан. Лише для системи вода–толуол в області нижче критичних параметрів обох компонентів, тобто при фазовому стані рідина–рідина, при $T_{кр} = 308$ °С і $P_{кр} = 22$ МПа досягається повна розчинність толуолу у воді.

В експериментах (Чекалюк, Филяс, 19770) у системах з водою досліджено вуглеводні, які належать до найважливіших вуглеводневих груп нафти: *n*-алкани (гексан, октан, декан, додекан), циклани (циклогексан) і арени (бензол).

*Системи вода–*n*-алкани.*

Мета – визначити критичні параметри розчинності, а також встановити характерні відмінності в діаграмах розчинності, зумовлені будовою молекул *n*-алканів. Експерименти (Чекалюк, Филяс, 1977) проводили за тиску до 70 МПа, але у різних інтервалах температури (°С): вода–*n*-гексан – 200–366, вода–*n*-декан – 260–368, вода–*n*-декан – 320–383, вода–*n*-додекан – 325–384.

Аналіз ізотерм розчинності, наведених на діаграмах (рис. 1–4), показує, що взаємна розчинність води і *n*-алканів зростає з підвищенням температури. За постійної температури вона зменшується із зростанням тиску. З ростом температури фазовий стан системи змінюється.

Відомості про критичні параметри розчинності у подвійній гомогенній точці системи вода–*n*-алкани, які узагальнено в (Чекалюк, Филяс, 1977), наведено у табл. 1.

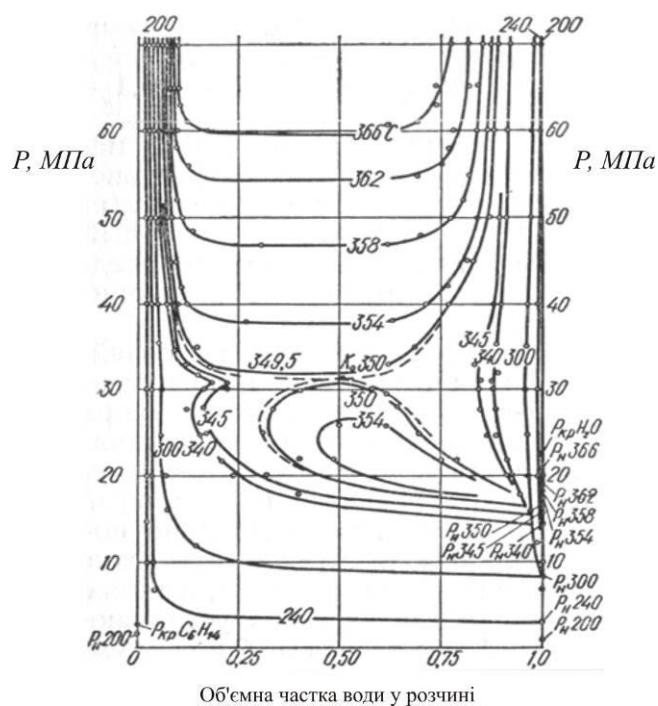


Рис. 1. Система вода–н-гексан. Ізотерми розчинності (Чекалюк, Филяс, 1977)

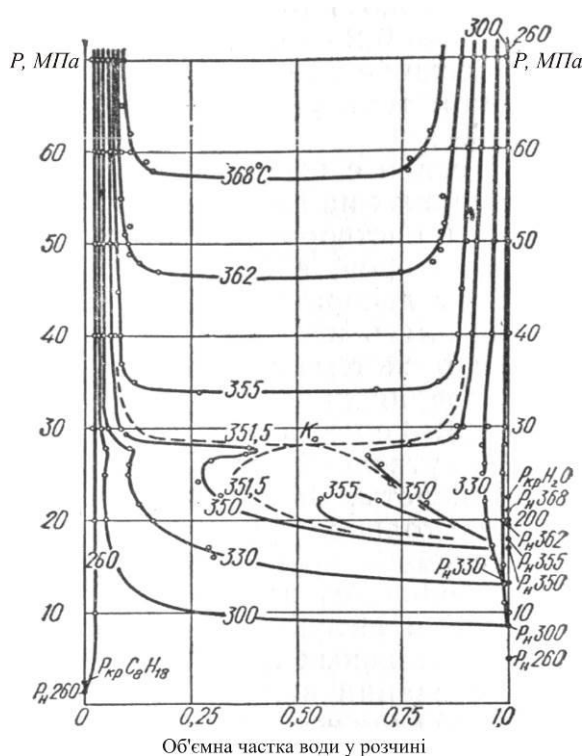


Рис. 2. Система вода–н-октан. Ізотерми розчинності (Чекалюк, Филяс, 1977)

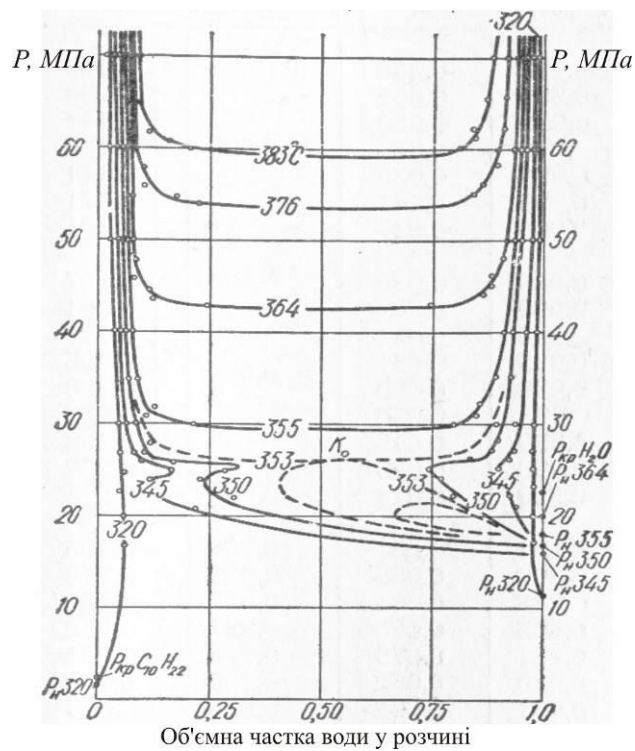


Рис. 3. Система вода–н-декан. Ізотерми розчинності (Чекалюк, Филяс, 1977)

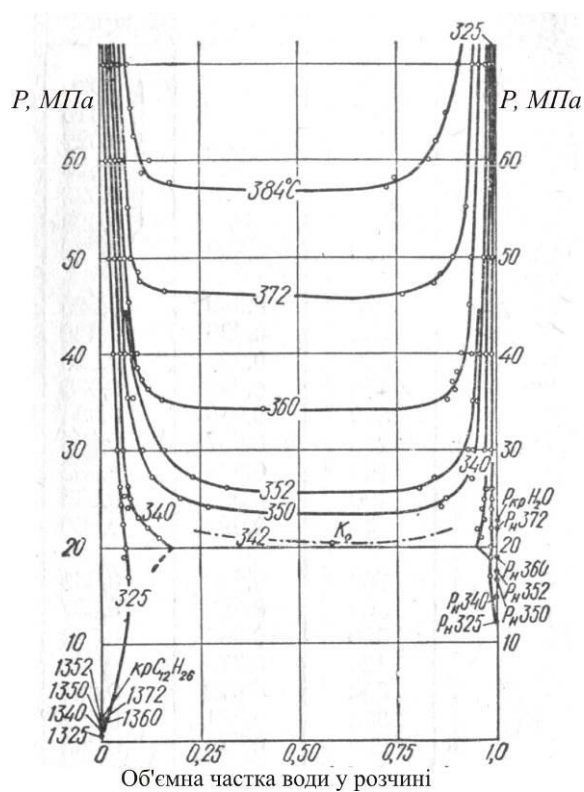


Рис. 4. Система вода–н-додекан. Ізотерми розчинності (Чекалюк, Филяс, 1977)

Критичні параметри розчинності у подвійній гомогенній точці системи вода–
н-алкани і критичні параметри чистих вуглеводнів* (Чекалюк, Филяс, 1977)

Система	Критичні параметри н-алканів		Критичні параметри розчинності		Фазовий стан системи при критичних параметрах розчинності	Значення Ткрр і Ркрр за даними
	Ткрв, °С	Ркрв, МПа	Ткрр, °С	Ркрр, МПа		
Вода–метан	-82,2	4,5	351,9	96,5	Рідина–газ	Намиот и др., 1971
Вода–етан	31,3	4,2	349,5	74,4	Те саме	Danneil et al., 1967
Вода–н-бутан	153,1	3,6	351,0 ~350	38,7 ~40	– “ – – “ –	Danneil et al., 1967 Циклис, Масленников, 1964
Вода–н-пентан	197,0	3,3	351,0	34,0	– “ –	Connolly, 1966
Вода–н-гексан	234,7	3,09	349,5	31,2	– “ –	Те саме
Вода–н-гептан	267,0	2,79	353,0	29,0	– “ –	
Вода–н-октан	295,0	2,52	351,5	28,1	– “ –	
Вода–н-декан	342,0	2,09	353,0	25,8	– “ –	
Вода–н-додекан	379,9	1,81	342,0	20,5	Рідина–рідина	
Вода–н-гексадекан	440,5	1,44	362,0	24,4	Те саме	Султанов и др., 1972

*Критичні параметри води: Ткр = 374,2 °С, Ркр = 22,56 МПа.

Система вода–циклогексан

Діаграма розчинності побудована за даними експериментальних визначень в інтервалі температури 260–345 °С за тиску до 55 МПа (рис. 5). За температури 260 °С і тиску, вищому за 6,5 МПа, в системі встановлюється двофазова рівновага рідина–рідина, а наступна ізотерма за температури 290 °С відповідає вже фазовому станові рідина–газ, в цьому ж інтервалі температури реалізується необмежена взаємна розчинність води і циклогексана. Критичні параметри розчинності у системі складають 339,5 °С і 28 МПа.

Система вода–бензол.

Діаграма розчинності побудована за даними експериментальних визначень в інтервалі температури 200–304 °С за тиску до 65 МПа (рис. 6). За температури 200 °С і досить високому тиску в системі співіснують дві рівноважні рідкі фази і взаємна розчинність води і бензолу вже досить висока. З досягненням критичної температури бензолу (289,1 °С) система переходить з

фазового стану рідина–рідина у стан рідина–газ, а подальше підвищення приводить до необмеженої розчинності води і бензолу за критичних параметрів розчинності 297 °C і 24,8 МПа.

На підставі отриманих експериментальних значень $T_{кр}$ і $P_{кр}$ для вивчених водо-вуглеводневих систем стверджується (Чекалюк, Филяс, 1977), що н-алкани належать до найважче розчинних у воді вуглеводнів, арени – до найкраще розчинних, а циклани за розчинністю є проміжними.

Експериментальні дані за підвищених температури і тиску бінарних систем вода–насичені вуглеводні метанового ряду (метан–н-гексадекан) свідчать про значну близькість їхніх фізико-хімічних властивостей. Усі вони, як і система вода–діоксид вуглецю, можуть бути віднесеними до систем першого типу з обмеженою змішуваністю в рідкій фазі і критичними явищами.

Система вода–нафта

Складна система вода–нафта як, зокрема, дегазована за (Чекалюк, Филяс, 1977) (рис. 7, 8), так і за (Султанов и др., 1972; Степанова, 1974) також підпорядковується закономірностям взаєморозчинності.

Варто зазначити, що, на відміну від систем вода–діоксид вуглецю і вода–метан, експериментальна вивченість складних полікомпонентних систем типу вода–нафта, зокрема і в частині інтерпретації трифазних рівноваг типу вода–легка вуглеводнева суміш–важкі вуглеводні, значно менша і фрагментарніша. Тому характер їхньої поведінки в зоні реальних температури і тиску є складнішим порівняно з двокомпонентними системами і відповідну інтерпретацію можна звести до таких систем із значною умовністю.

Обговорення наведених вище даних дає змогу дійти наступних висновків.

Аналіз діаграм (див. рис. 1–8) засвідчує, що за певних високих значень P і T відбувається повна змішуваність води і вуглеводнів; в процесі зниження або підвищення тиску за відповідної температури може статися зміна агрегатного складу системи з гомогенного у гетерогенний і навпаки.

У природних умовах мінералогенезу в межах досліджених нами породно-рудних комплексів повна змішуваність компонентів не досягається і система

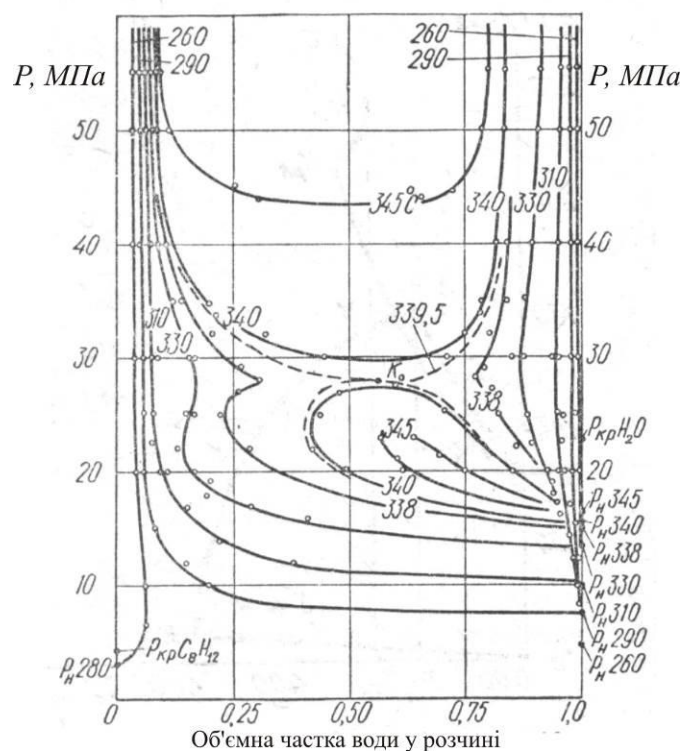


Рис. 5. Система вода–циклогексан. Ізотерми розчинності (Чекалюк, Филяс, 1977)

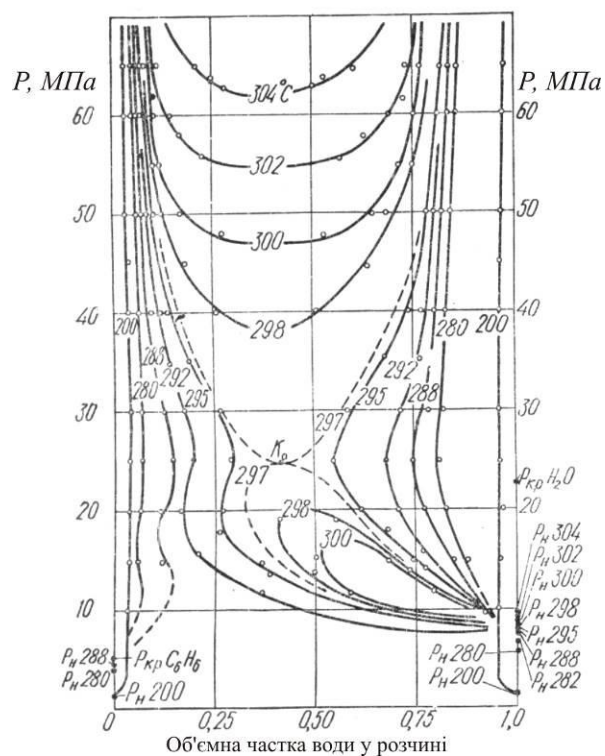


Рис. 6. Система вода–бензол. Ізотерми розчинності (Чекалюк, Филяс, 1977)

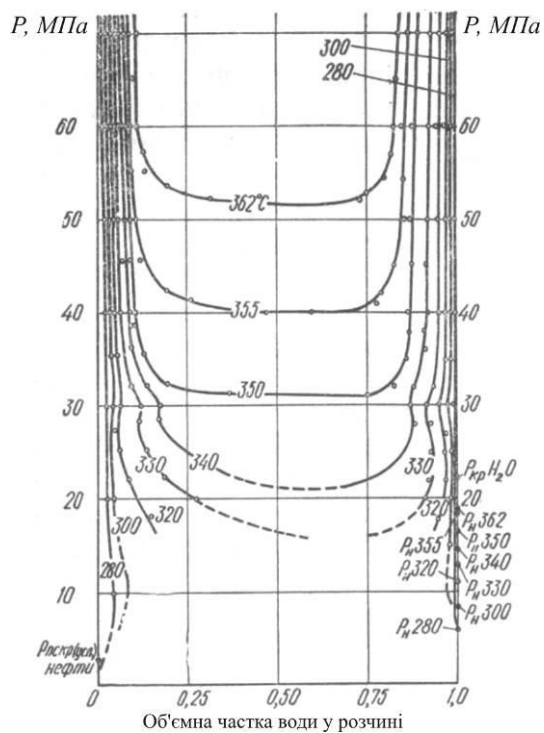


Рис. 7. Система вода–дегазована нафта Октябрського родовища. Ізотерми

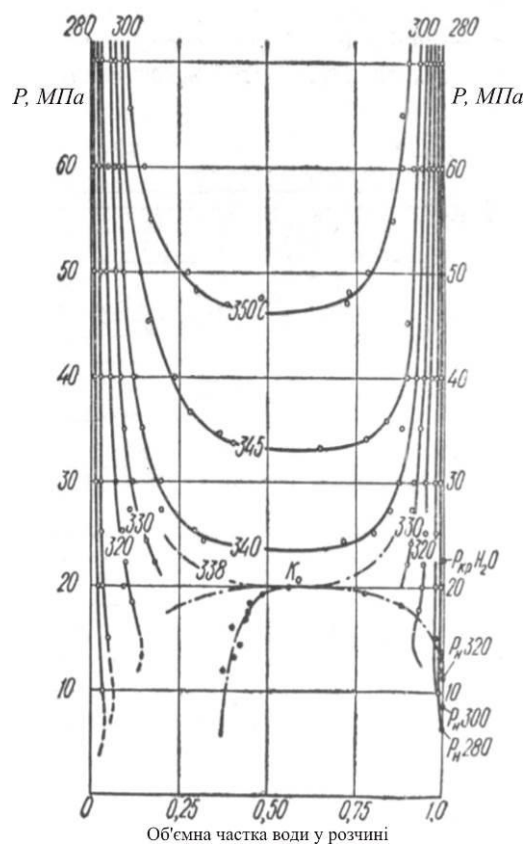


Рис. 8. Система вода–дегазована нафта Долинського родовища. Ізотерми

перебуває у гетерогенному стані. Це узгоджується, до прикладу, з даними дослідження реальних об'єктів – кристалів кварцу з включеннями вуглеводнів у жильних утвореннях Альп, Донбасу, Карпат, Криму, Львівсько-Волинського і Донецького басейнів тощо (Mullis, 1979; Галабурда, Квасниці, 1987; Kalyuzhnyi, 1993; Калюжний, Сахно, 1998; Гигашвили и др., 1978; Калюжный и др., 1975 та ін.), інтерпретованими у координатах систем вода–метан чи вода–нафтоподібні суміші.

Використання експериментальних даних по системах індивідуальних вуглеводнів і системі вода–вуглеводень з врахуванням відомостей з термобарогеохімії–мінералофлюїдології дає змогу дійти обґрунтованих висновків про склад фаз, що мігрують, їхню зміну у часі залежно від глибини і температури, агрегатний стан системи.

Термобарогеохімічними–мінералофлюїдологічними дослідженнями виявлено повсюдне поширення вуглеводнів у флюїдних включеннях у мінералах і закритих порах порід перспективно нафтогазоносних комплексів.

Це сприяє з'ясуванню походження природних вуглеводневмісних вихідних речовин як для синтезу вуглеводнів у глибинних геосферах і земній корі, так і складових нафти і газу та формування їхніх родовищ. Встановлений важливий показник наявності вуглеводневих речовин у перспективно геологічних розрізах може свідчити про природну вуглеводненасиченість надр і, отже, можливу наявність покладів вуглеводнів, та пропонується для ширшого використання у загальному комплексі пошуково-розвідувальних робіт на вуглеводневу сировину.

З огляду на викладене, акцентовано на можливостях учення про мінералоутворювальні середовища (флюїди) (термобарогеохімії–мінералофлюїдології–fluid inclusions) – фундаментальної науки про включення у мінералах, нової галузі геологічних знань (Наумко, 2020а) в реконструкції флюїдного середовища мінералонафтидогенезу у надрах Землі і показано, що у включеннях у мінералах реально відображено процеси синтезу і генезису

природних вуглеводнів, міграції вуглеводневих флюїдів та їхньої локалізації у родовищах нафти і газу (Наумко, 2020b).

Аналіз новаторських термобарогеохімічних-мінералофлюїдологічних ідей (Наумко, 2020a, 2020b; Наумко та ін., 2020a, 2020b; Павлюк, Наумко, 2020; Хоха та ін., 2020) відіграв визначальну роль в обґрунтуванні універсальних підходів до синтезу і генезису природних вуглеводнів у вигляді нової фундаментальної парадигми нафтогазової геології і геохімії – полігенез природних вуглеводнів у надрах Землі, що збільшує потенціал нафтогазоресурсності перспективних регіонів України, зокрема Західного нафтогазоносного регіону (Хоха та ін., 2020).

1. 3. ВІДТВОРЕННЯ ПОВЕДІНКИ І ФАЗОВИХ СТАНІВ ВУГЛЕВОДНЕ-ВОДНИХ ФЛЮЇДІВ ЗА ВИСОКИХ ТЕМПЕРАТУР І ТИСКІВ (ЗА ВІДОМОСТЯМИ ПРО ВОДНО-ВУГЛЕВОДНЕВІ ВКЛЮЧЕННЯ У КРИСТАЛАХ СИНТЕТИЧНИХ МІНЕРАЛІВ)

Наявні геологічні та мінералого-геохімічні дані свідчать про функціонування у земних надрах водно-вуглеводневих флюїдів, пов'язаних з утворенням і міграцією рідких і газоподібних вуглеводнів, концентрацією твердих бітумів, перенесенням і локалізацією компонентів рудних і жильних корисних копалин. Це фіксується частою взаємодією гідротермальних розчинів з каустогенними породами чи безпосередньо з нафтою при підвищених температурах і тисках у земних надрах, однак її характер за таких умов вивчено недостатньо. Особливо це стосується утворених при згаданих процесах водно-вуглеводневих флюїдів, недоступних для безпосередніх спостережень за ними.

Чи не вперше ці ідеї були втілені в експериментах (Клия, Соколова, 1958) з дослідження взаємодії крапель нафти з кристалами бури і кислого NaNH_4 -фосфату при їхньому рості.

Узагальнення результатів виконаних дослідів (Пентелей, 2011) дало змогу з'ясувати поведінку і фазові стани водно-вуглеводневих флюїдів, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів як з каустогенними породами, так і нафтою та її фракціями.

З каустогенними породами водно-вуглеводневі флюїди формуються при взаємодії гідротермальних розчинів з горючими сланцями, богхедом, лігнітом, асфальтом і асфальтитом, менш активно – керитом, антраксолітом, бітумінозними сланцями і глинами.

Вирощені за цих умов кристали кварцу досить недосконалі (рис. 9, а). Ділянки затравних стержнів у нижній (більш високотемпературній) зоні піддалися частковому розчиненню, у верхній зоні – обросли дефектним шаром кварцу з численними флюїдними включеннями.

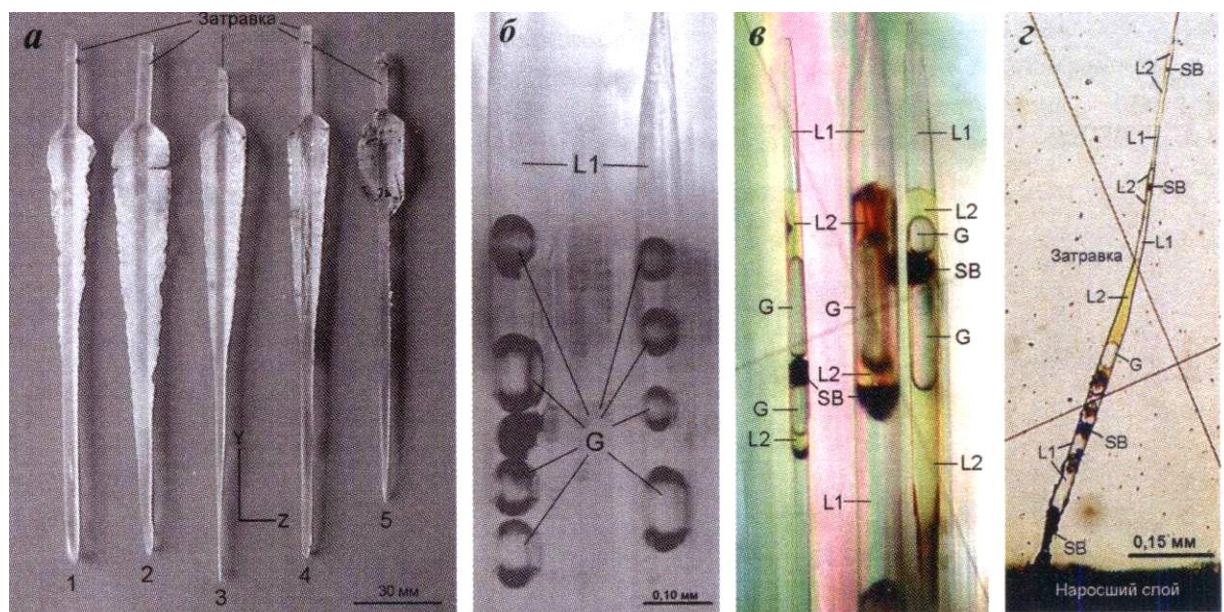


Рис. 9. Кристали кварцу, вирощені одночасно із здійсненням взаємодії слабколужних хлоридно-бікарбонатних розчинів натрію за температури 320/340 °С і заповнення 50 % (а) з бітумінозними глинистими сланцями (1), горючими сланцями (2), лігнітом (3), богхедом (4) і асфальтитом (5). Двофазові ($L1 > G$) (б) і багатофазові ($L1 > G > L2 > SB$) (в) флюїдні включення, що утворилися у нарослому шарі кварцу і в каналах травлення затравного стержня (г) за взаємодії хлоридно-бікарбонатно-натрієвих розчинів з богхедом (б, в) і горючими сланцями (г). Температура 350/380 °С, заповнення 73 %

Ці включення зароджувалися на дрібненьких часточках зруйнованих порід і бітумів, що випали на поверхні затравних стержнів. Вони мають конічну або трубчасту форму, витягнуту уздовж оптичної вісі кристала (рис. 9, б, в), і розмір від тисячних до десятих часток мм. Також включення присутні в затравних стержнях, де утворилися за рахунок або зарощування голчастих і трубчастих каналів травлення, що виникли на місці виходу дислокацій на базисній поверхні затравних стержнів (рис. 9, г), або каверн розчинення на поверхні позитивної і рідше негативної тригональної призми. Довжина голчастих і трубчастих включень коливається від десятих часток до 2–3 мм, а діаметр – від сотих до перших десятих мм. Вони перетинають затравні стержні повністю або частково у напрямі, близькому до оптичної осі кварцу.

Фазовий склад і співвідношення фаз у включеннях змінюються у широких межах. Звичайно трапляються дво-, три- і багатофазові включення типу, відповідно, $L1 > G$, $L1 > G > SB$, $L1 > G > L2 > SB$ і $L2 > L1 \geq G > L3 \geq SB$ (див. рис. 9. б, в, г), причому фаза $L1$ – водний розчин, фаза $L2$ – нафтоподібна рідина, газова фаза G включає головню метан та незначні кількості етану і пропану. Виділення і згустки фази SB віднесено до асфальту і асфальтиту (Пентелей, 2011). Нерідко включення з різними фазами і розмаїтих їхніх співвідношень перебувають в одних і тих самих зонах росту кристалів кварцу. Це доказує гетерогенний стан водно-вуглеводневих флюїдів, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з вказаними породами.

У водних розчинах включень у кварці постійно присутні краплі і більш крупні виділення нафтоподібних рідин світло-жовтого кольору і метан у вигляді одного або кількох газових пухирців. Нерідко, крім крапель, нафтоподібні рідини утворюють облямівку на межі водного розчину і газового пухирця, кількість якої змінюється від товщини у тисячні-десяті частки мм до 80 і більше процентів від об'єму вакуолі (рис. 10). У нафтоподібній рідині практично завжди наявні крапельки червонувато-оранжевої фази $L3$ і сферичні виділення та згустки бітумів чорного кольору.

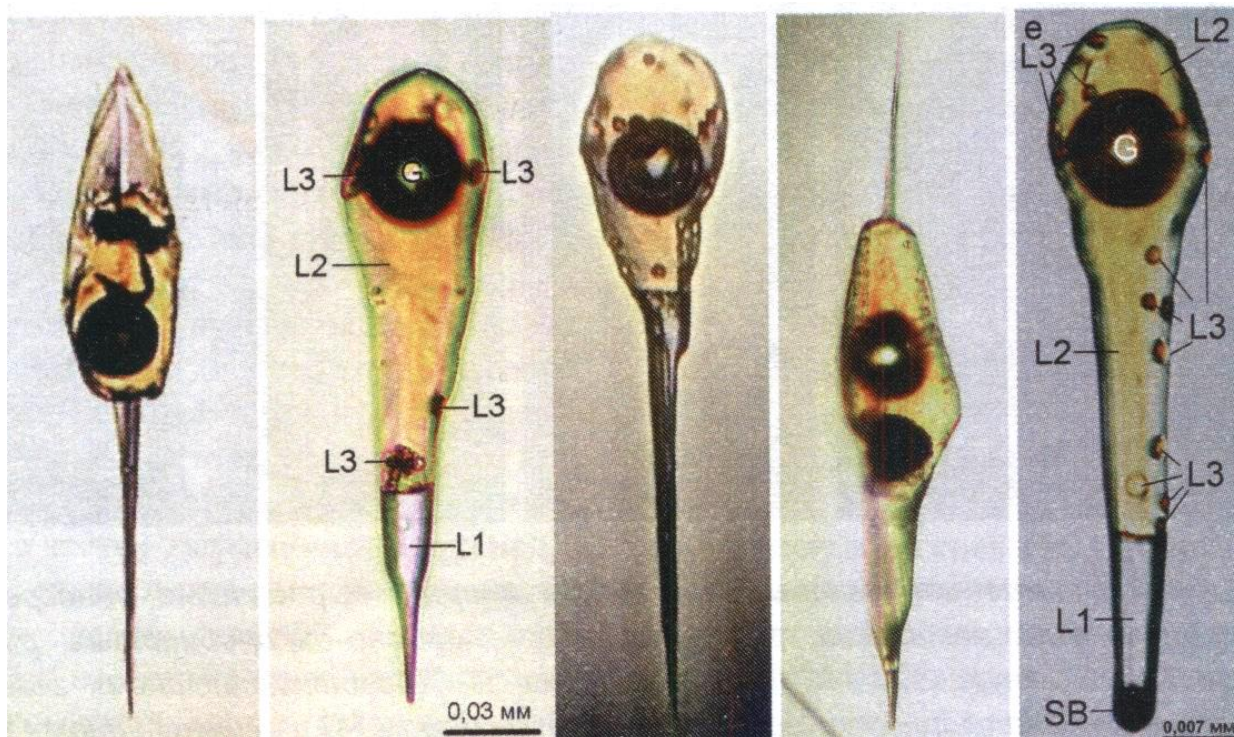


Рис. 10. Типові водно-вуглеводневі включення у кварці з високою часткою нафтоподібної рідини (L2), вирощеному одночасно з взаємодією гідротермальних розчинів з богхедом. Температура 350/380 °С, заповнення 73 %

За мікротермометричними даними, двофазові включення $L1 > G$ у кварці гомогенізуються за температури, близької до температури росту кристалів. У трифазових включеннях типу $L1 > G > L2$ спочатку в інтервалі 168–324 °С спостерігали розчинення крапель та облямівки нафтоподібної рідини, а надалі за температури 368–375 °С відзначали повну гомогенізацію включення у рідку фазу. Проте переважно в інтервалі 308–350 °С включення розгерметизовуються, не досягнувши гомогенного стану. При нагріванні ж включень з співвідношенням фаз $L2 > L1 \geq G > L3 > SB$, тобто з перевагою у 3–5 разів частки нафтоподібної рідини, у них спочатку за температури 200–220 °С в основній нафтоподібній фазі L2 розчиняються рідкі краплі L3 (рис. 11), потім за температури 260–280 °С – газовий пухирець (в основному метан) і включення стає двофазовим з співвідношенням нафтоподібної і водної фаз як $L2 > L1$. Подальше підвищення температури до 353–360 °С призводить до повного розчинення водного розчину в нафтоподібній рідині з утворенням гомогенного

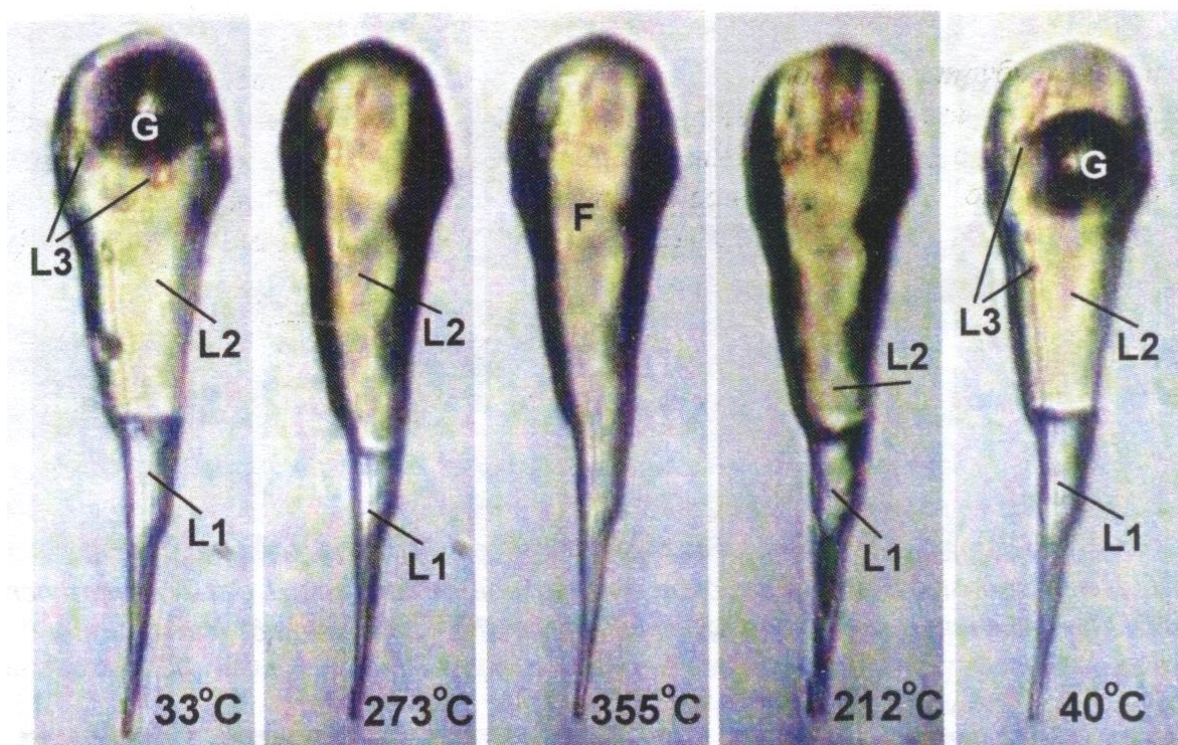


Рис. 11. Фрагмент мікротермограми істотно рідкого водно-вуглеводневого включення у синтетичному кварці, вирощеному при взаємодії гідротермального розчину з богхедом. Співвідношення фаз у включенні при кімнатних умовах $L2 > G \geq L1 > L3$. Спочатку при 273 °С газ розчиняється у нафтоподібній фазі з утворенням двофазового ($L2 > L1$) флюїду, а потім при 354 °С $L1$ повністю розчиняється в $L2$ з переходом флюїду у гомогенний стан. При охолодженні відбувається послідовне відродження усіх зниклих фаз. М-б: в 10 мм 0,012 мм

флюїду, частка водного розчину у якому коливається у широких межах, досягаючи 15–20 об. %.

При взаємодії гідротермальних розчинів з *нафтою та її фракціями* досить крупні трубчасті та голчасті включення утворювалися у порожнинах травлення затравних стержнів, а за більш високих термобаричних параметрів також і в нарослому шарі кварцу.

За відносно невисоких температури (280/300 (тут і далі температури верхнього і нижнього торців автоклава) і 300/320 °С) і тиску (порядка 20–70 МПа) при частці нафти у вихідних водно-нафтових сумішах 0,01–0,1 об. % включення у порожнинах травлення затравних стержнів у кварці (рис. 12) переважно двофазові, а рідкісні знахідки в їхній рідкій безколірній фазі (водний розчин) дрібних крапель рідини світло-жовтого кольору (нафта), кількість та розміри яких зростають зі збільшенням частки нафти, дають підставу вважати

їх трифазовими. Об'єм захопленої нафти у різних сингенетичних включеннях варіював від відсутності до 60–80 об. %. Присутності метану та інших вуглеводневих газів у таких включеннях не зафіксовано. Узагальнено співвідношення фаз у таких включеннях можна відобразити наступним чином: $L1>G$, $L1>G>>L2$, $L1\geq G>L2$, $L1\geq L2>G$ та $L2\geq L1>G$ (рис. 13). Повний або частковий набір включень з подібними співвідношеннями фаз нерідко спостерігали в одних і тих самих кристалах, що однозначно вказує на гетерогенний стан водно-вуглеводневого флюїду у час захоплення включень.

Дані, отримані при нагріванні включень з вмістом нафти не вище перших часток об. % (розчинення її крапель за температури 240–255 °С, а здійснення повної гомогенізації – при 280–300 °С), дають підставу вважати, що розчинність нафти у водному розчині за вказаних ТР-параметрів не перевищує перших десятих часток об. %.

Водночас трифазові включення з різними співвідношеннями водного розчину, нафти (її частка, порівняно з попередніми, є дещо вищою) і газу за температури у межах від 298 до 354 °С залежно від густини розчину стають двофазовими без вільної газової фази типу від $L1>>L2$ до $L2>>L1$. Стійкість таких двофазових рідких флюїдів експериментально прослідковано до температури 365–405 °С, після якої спостереження припиняли через розгерметизацію включень, часто з вибухом. Розрахована розчинність нафти за вказаних термобаричних параметрів виявилася рівною порядку 8–10 об. %.

Кристали кварцу, вирощені у лужних розчинах за вищих термобаричних параметрів (330/350 °С), є відносно досконалішими. Частка нафти у водно-нафтових сумішах змінювалася від 0,01 до 15 об. %. У затравних стержнях і наррослому шарі кварцу з часткою нафти (вірніше рідких вуглеводнів) у розчинах менше 0,1 об. % формуються головню двофазові ($L1>G$) включення, рідше трифазові ($L1>G>L2$) – за рахунок появи в $L1$ крапель і облямівок $L2$. З появою в облямівках $L2$ сферичних виділень твердих бітумів включення стають чотирифазовими ($L1>G>L2>SB$).

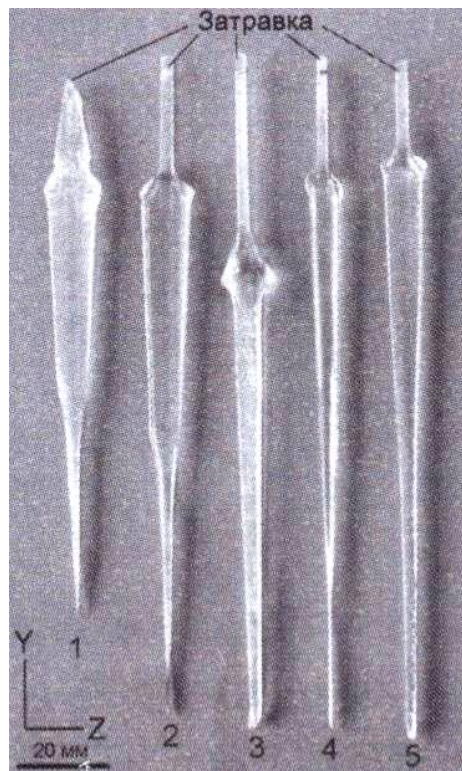


Рис. 12. Кристали кварцу, вирощені у розчинах 7,5 мас. % Na_2CO_3 за температури 280/300 °C і заповненні 75 % з домішкою сирої нафти 0,01 (1); 0,1 (2); 1,0 (3); 5,0 (4) і 10 (5) об. %

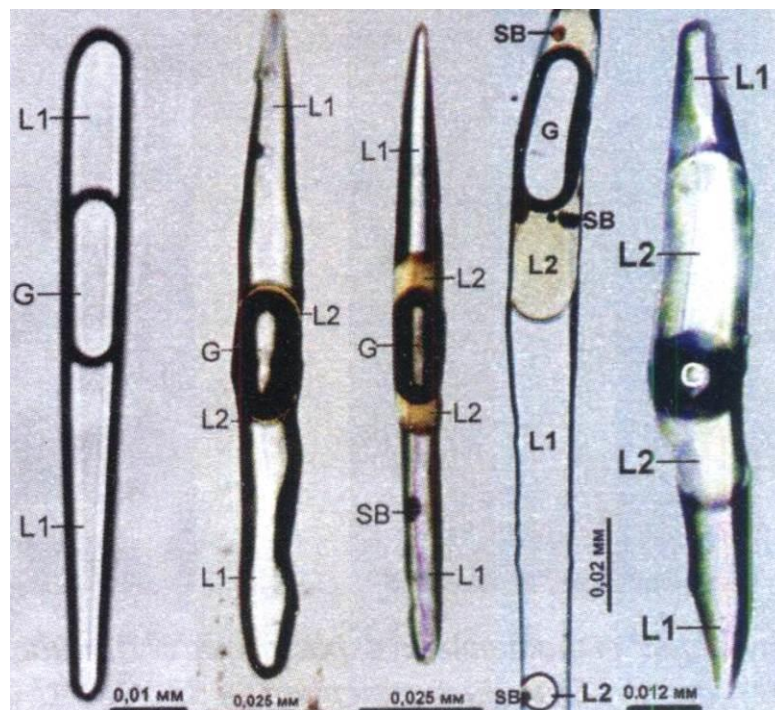


Рис. 13. Флюїдні трубчасті і голчасті вclusions з різними співвідношеннями фаз – від $L1 > G$ до $L2 \geq L1 > G$ у кварці, показаному на рис. 12

При нагріванні чотирифазових включень у кварці (частка нафти у розчині складала менше 4 об. %) спочатку розчиняються краплі рідких вуглеводнів, потім за температури 250–270 °C повністю зникає їхня облямівка (рис. 14). Цей двофазовий флюїд ($L1 > G$) в межах від 320 до 354 °C (залежно від співвідношення фаз $L1$ і G) гомогенізується у рідку фазу. Отже, розчинність рідких вуглеводнів у таких флюїдах складає за температури 330/350 °C і тиску не менше 80 МПа порядку 4 об. %.

Кристали кварцу, вирощені у сильно і слабколужних розчинах за ще вищої температури (380/420, 400/450 і 490/500 °C) з одночасною їхньою взаємодією розчинів з сировою нафтою, містять численні, як правило, багатофазові включення типу $L1 \geq G > L2 \gg SB$ (рис. 15). Рідше в тих самих кристалах знаходять переважно газові включення з співвідношенням фаз $G \gg L1 > L2 > SB$, практично “сухі” (безводні) істотно рідкі вуглеводневі ($L2 > G \gg L1$) та істотно газові вуглеводневі ($G \gg L2 \gg L1$).

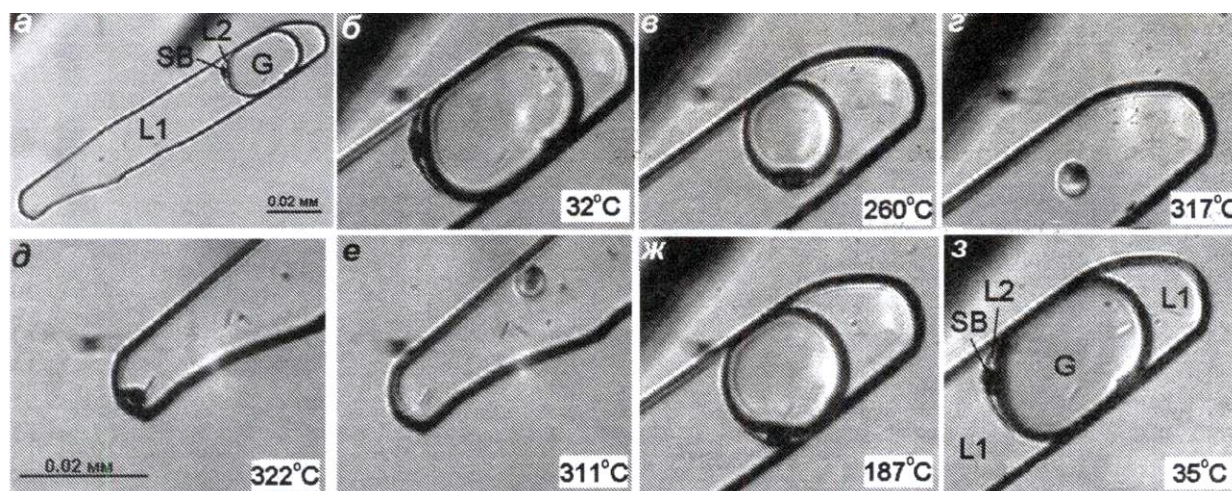


Рис. 14. Фрагмент мікротермограми багатофазового істотно рідкого водно-вуглеводневого включення у кварці, вирощеному у гідротермальном розчині при 330/350 °C з часткою нафти 4 об. %. При 262–264 °C відбувається розчинення рідких вуглеводнів з переходом включення у двофазовий газопо-рідкий стан ($L1 > G$). За температури 320–325 °C флюїд стає гомогенним. При зниженні температури спостерігається зворотний процес відтворення усіх зниклих фаз

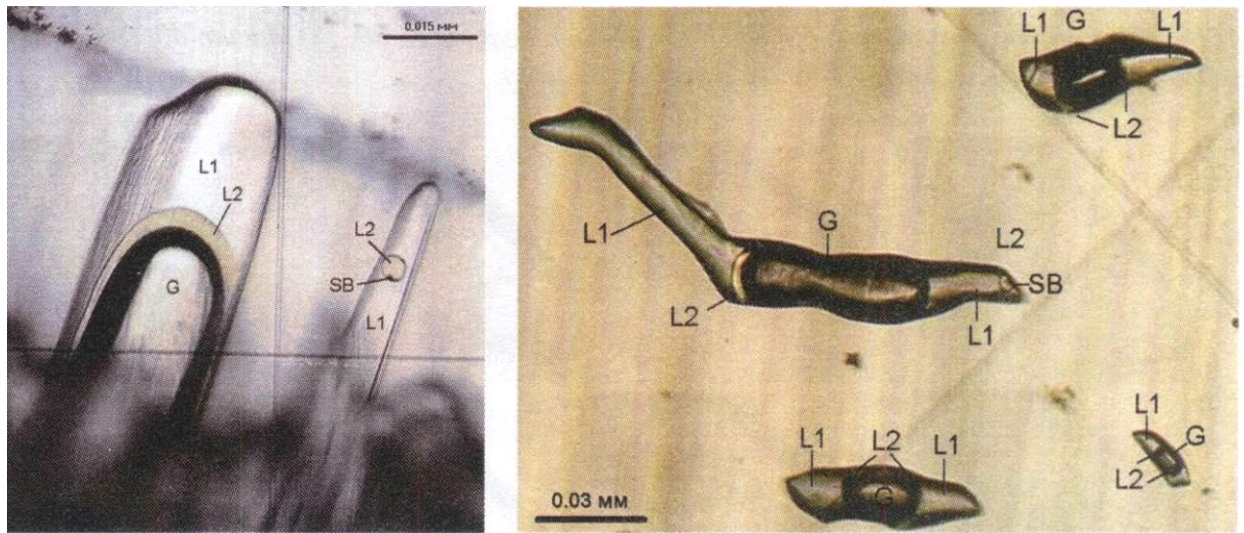


Рис. 15. Багатофазові водно-вуглеводневі включення із співвідношенням фаз $L1 \geq G > L2 \gg SB$ у кварці, вирощеному при 490/500 °С і тиску порядку 120 МПа у розчинах 10 мас. % NaHCO_3 з часткою нафти 10 об. %

У включеннях типу $L1 \geq G > L2 \gg SB$ з підвищенням температури частка рідких вуглеводнів зростає, причому в основній рідкій фазі $L2$ з'являються додаткові рідкі фази $L3$ та $L4$ (можливо вуглеводні або масла), об'єм яких не перевищує перших % фази $L2$ (рис. 16). Спочатку при нагріванні до температури 240–250 °С розчиняються краплі рідких вуглеводнів та їхня облямівка на межі газового (головно метанового) пухирця (рис. 17), що супроводжується бурхливим кипінням в інтервалі температури від 70–90 °С до повного розчинення при 280–290 °С як свідченням переважно бензинкеросинового складу вуглеводневих рідин у включенні. Вище цієї температури флюїд стає двофазовим рідким, а при подальшому підвищенні температури до 375–385 °С набуває гомогенного стану (у рідку фазу).

Спостереження над численними флюїдними включеннями у цьому кварці показують, що частка рідких вуглеводнів у флюїдах нерідко зростає до 15–40 об. % й вище. Це пов'язане з підвищенням термобаричних параметрів і тривалістю дослідів. Рідкі вуглеводні у включеннях в таких

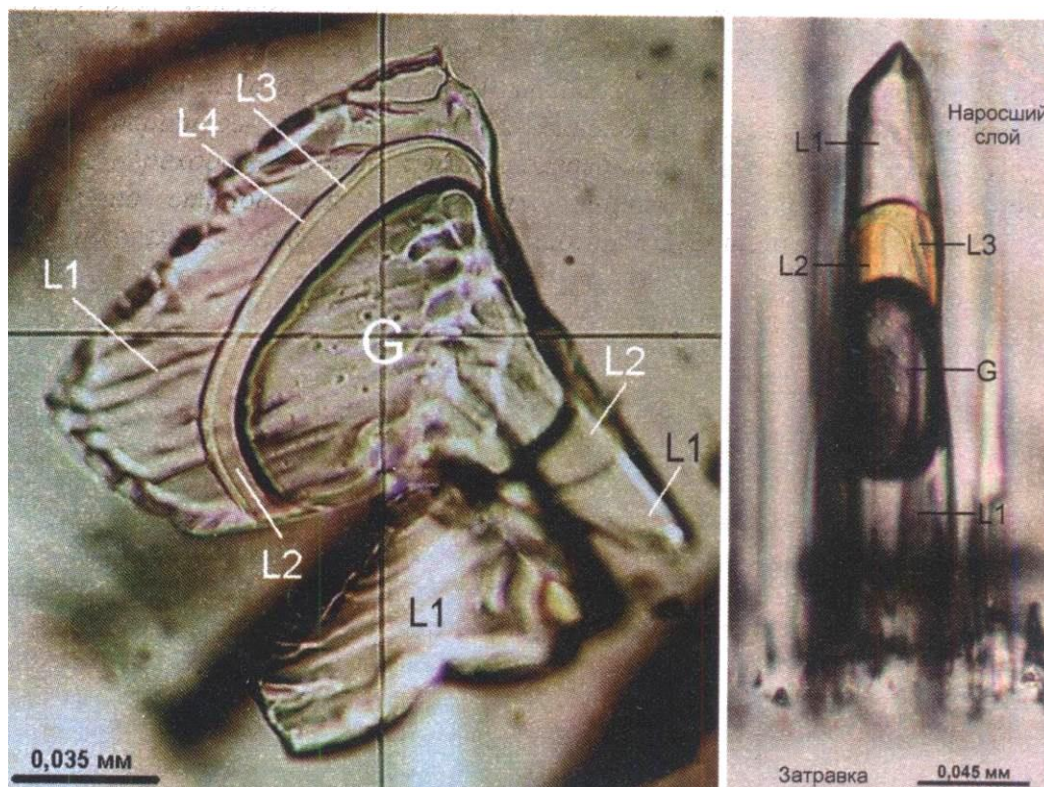


Рис. 16. Багатофазові водно-вуглеводневі включення із співвідношенням фаз $L1 \geq G \geq L2 \gg L3 \approx L4 > SB$ (фото зліва) і $L1 \geq G \geq L2 \gg L3 > SB$ (фото справа) у кристалах кварцу, вирощених, відповідно, при 380/420 і 400/450 °C і тиску порядку 80 і 100 МПа у розчинах 10 мас. % $NaHCO_3$ з часткою нафти 16 об. %

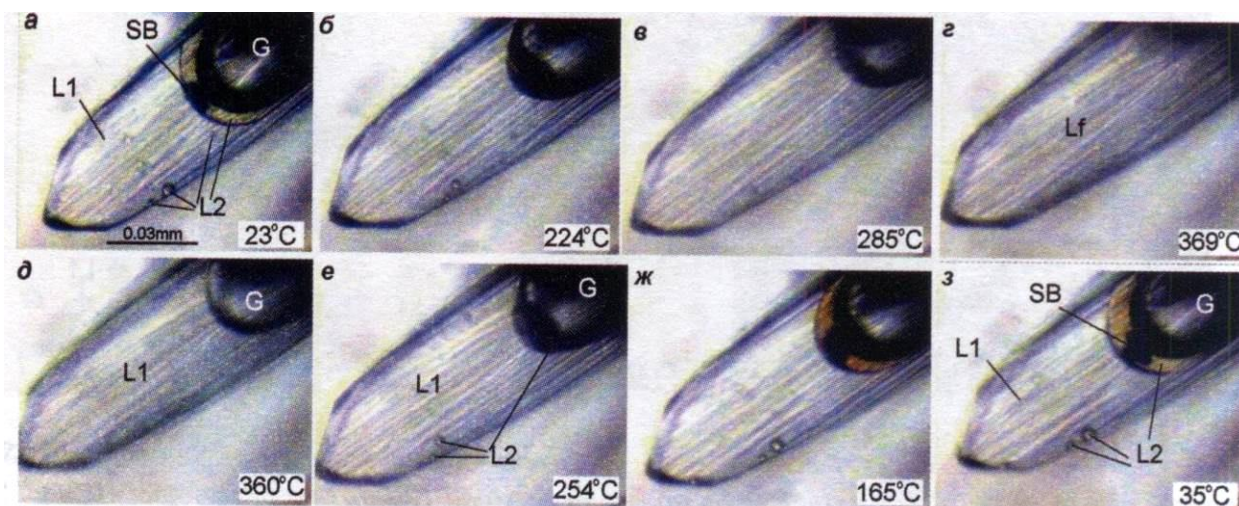


Рис. 17. Фрагмент мікротермограми істотно рідкого водно-вуглеводневого включення із співвідношенням фаз $L1 > G > L2 \gg SB$ у кварці, вирощеному при 490/500 °C і 120 МПа у розчинах 10 мас. % $NaHCO_3$ з часткою нафти 10 об. %. При 250–270 °C проходить розчинення рідких вуглеводнів з переходом флюїду у двофазовий рідкий стан ($L1 > G$). При 368–370 °C флюїд стає гомогенним. Зниження температури призводить до відтворення усіх зниклих фаз

високотемпературних кристалах кварцу представлені в основному легкими бензинкеросиновими фракціями. Зростання частки легких фракцій у флюїдах водночас з появою газових вуглеводнів (в основному метану) і залишкових твердих бітумів пов'язують (Пентелей, 2011) з крекінгом нафти, особливо її важких фракцій, у високотемпературних водних розчинах.

В істотно газових включеннях з співвідношенням фаз $G \gg L1 > L2 > SB$ при нагріванні спочатку за дещо вищої температури, ніж в істотно рідких флюїдах – від 290 до 360 °C, спостерігається розчинення $L2$ в газових вуглеводнях (в основному, в метані) з переходом флюїду у двофазовий ($G \gg L1$) стан, а надалі при 355–390 °C у включеннях повністю зникає водна фаза і утворюється гомогенний газовий флюїд.

При охолодженні флюїдних включень усіх типів послідовно відновлюються усі зниклі при нагріванні фази і включення набувають первинного вигляду та фазового стану.

Аналіз результатів виконаних експериментів підтверджує високу сумарну розчинність нафти у слабколужних і лужних розчинах з її збільшенням при зростанні температури (від 280 до 380–400 °C) і тиску (до 90 МПа) та дозволяє оцінити частку взаємної розчинності нафтоподібної рідини і водного розчину у водно-вуглеводневому флюїді, що складає 70–80 і 20–30 об. %, відповідно.

Узагальнені дані про повне розчинення за температури 353–360 °C водного розчину у нафтоподібній рідині відповідають матеріалам дослідження водо-нафтових розчинів (Чекалюк, Філяс, 1977). Крім того, дуже важливим є встановлення близькості температури росту кристалів кварцу і температури гомогенізації двофазових включень у мінералі як ще один критерій метрологічного забезпечення методу термометрії.

Отож, сприятливі умови для нафтидогенезу у земних надрах досягаються (Пентелей, 2011):

для існування і перенесення велетенських кількостей рідких вуглеводнів, збагачених легкими і середніми нафтовими фракціями, у вигляді надкритичного флюїду – на глибинах понад 12–15 км;

для виникнення істотно вуглеводневих гомогенних флюїдів, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з каустогенними породами, – на глибинах не менше 10–12 км, що можуть зменшуватися при локальному прогріванні вмісних порід внаслідок втілення магматичних тіл;

для існування двофазових рідких водно-нафтових флюїдів без вільного газу, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з нафтою, – на глибинах порядку 3,5–4,5 км.

Обговорені вище матеріали експериментального моделювання взаємодії гідротермальних розчинів різного складу з каустогенними породами чи безпосередньо з нафтою в інтервалі температури 180–450 °C і тиску порядку 8–100 МПа при захопленні водно-вуглеводневих включень кристалами кварцу (Пентелей, 2011), а також кальциту і флюориту (Балицкий и др., 2007) дають змогу відтворити поведінку і фазові стани водно-вуглеводневих флюїдів у широкому інтервалі температури і тиску за даними вивчення флюїдних включень у кварці, вирощеному водночас із взаємодією гідротермальних розчинів з каустогенними породами і нафтою, та показують особливості цієї взаємодії за підвищених температури і тиску.

За умов прямого температурного градієнту нафта активно вимивається з порід і нагромаджується у фронтальній частині конвективного гідротермального потоку. Під впливом підвищених температури і тиску нафта в гідротермальному розчині піддається помітним змінам з утворенням вуглеводневих газів, легких нафт і напіврідких та твердих бітумів, деякі ж фракції при цьому зазнають часткового або повного розчинення з утворенням водно-вуглеводневого флюїду полікомпонентного складу. Краплі рідких, напіврідких і твердих вуглеводнів налипають на грані кристалів мінералів, утворюючи водно-вуглеводневі та вуглеводневі включення. Їхня поява у

мінералах, отже, трасує шляхи міграції вуглеводнів у земній корі і може вказувати на близькість їхніх скупчень у вигляді концентрованих джерел (покладів, родовищ).

Підсумовуючи викладений експериментальний матеріал, доходимо до наступних висновків.

Показано, що різноплановість численних гіпотез-теорій синтезу і генезису природних вуглеводнів у літосфері Землі зумовлена їхнім генераційно-міграційним захопленням, як багатоваріантністю еволюції органічної речовини у процесах синтезу, деструкції чи гібридних моделях. При цьому панівні абіогенну, абіогенно-біогенну та біогенну точки зору може фактично урівняти концепція полігенезу нафти і газу, елементи якої вже напрацьовано в ІГГГК НАН України і в яку органічно вписуються розроблені в Інституті «нова теорія мінерального синтезу нафти і газу в умовах астеносфери мантиї Землі» (Доленко и др., 1981; Доленко, 1986, 1990), «змішаного органічно-мінерального синтезу» («подвійний генезис») (Павлюк и др., 2003; Павлюк, 2014, 2017), «нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм» (Сворень, Наумко, 2006; Наумко, 2006).

З проаналізованих численних літературних матеріалів, з аналізу та інтерпретації фізико-хімічних систем типу вода–вуглеводні, вода–нафта та візуалізації поведінки і фазових станів вуглеводне-водних флюїдів за високих температур і тисків (за експериментальними даними) впливають інноваційні підходи щодо можливих фізико-хімічних моделей і шляхів синтезу і генезису природних вуглеводнів та формування родовищ нафти і газу у літосфері Землі.

Аналіз матеріалів експериментального дослідження водо-нафтових розчинів засвідчує, що за певних високих значень P і T відбувається повна змішуваність води і вуглеводнів; в процесі зниження або підвищення тиску за відповідної температури може статися зміна агрегатного складу системи з гомогенного у гетерогенний і навпаки.

Це підтверджено даними з поведінки і фазових станів вуглеводне-водних флюїдів за високих температур і тисків (за відомостями про водно-вуглеводневі включення у кристалах синтетичних мінералів), згідно з якими сприятливі умови для нафтидогенезу у земних надрах досягаються на глибинах понад 12–15 км – для існування і перенесення велетенських кількостей рідких вуглеводнів, збагачених легкими і середніми нафтовими фракціями, у вигляді надкритичного флюїду; на глибинах не менше 10–12 км – для виникнення істотно вуглеводневих гомогенних флюїдів, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з каустогенними породами та на глибинах порядку 3,5–4,5 км – для існування двофазових рідких водно-нафтових флюїдів без вільного газу, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з нафтою.

За таких і вищих T , P -параметрів і складу нафтидоутворювальних систем у різних геофлюїдодинамічних ситуаціях літосфери Землі у підсумку і формуватиметься весь спектр природних вуглеводнів – складових нафти і газу.

У надрах Заходу України може функціювати весь перелічений комплекс нафтидоносних систем. Це значно доповнює геологічні передумови міграції і формування родовищ вуглеводнів у Західному нафтогазоносному регіоні, які апріорі формуватимуться за відмінних термодинамічних параметрів і складу нафтидоносних систем у надрах регіону, що передбачає для них як можливість біогенної, так і ймовірність абіогенної генези. Такими універсальними підходами до синтезу і генезису природних вуглеводнів й визначається нова фундаментальна парадигма нафтогазової геології і геохімії – полігенез природних вуглеводнів у надрах, що збільшує потенціал нафтогазоресурсності перспективних регіонів України, зокрема Західного нафтогазоносного регіону.

На сучасному етапі ефективність пошукових критеріїв вуглеводнів значною мірою визначають інноваційні підходи. Геологічна будова нафтогазоносних комплексів у різних тектонічних зонах Західного нафтогазоносного регіону, зокрема, Складчастих Карпат, потребує довивчення і доповнення загальногеологічних показників нафтогазоносності. Цьому

сприятиме аналіз фізико-хімічних параметрів нафтидогенезу у контексті прогнозування фазового стану ймовірних покладів, як новий перспективний напрямок та можливість створення уточненої стратегії і тактики пошуків нових родовищ вуглеводнів. За таких передумов зростає важливість застосування нових оригінальних дослідницьких підходів, до яких, насамперед, належать методи термобарогеохімії і термодинаміки.

ЛІТЕРАТУРА ДО ПЕРШОГО РОЗДІЛУ

Вассоевич, Н. Б. (1967). Углеводороды осадочной толщи Земли. *Вестник Московского университета*, 21(5), 36–48.

Вассоевич, Н. Б. (1975). Происхождение нефти. *Вестник Московского университета. Серия IV. Геол.*, 5, 3–23.

Галабурда, Ю. А., & Квасница, В. Н. (1987). Включения нефти и углеводородов в гидротермальном кварце угленосной толщи Донбасса. *Минералогический журнал*, 9(2), 77–79.

Гигашвили, Г. М., Ступка, О. С., & Плотников, А. М. (1978). Условия миграции и эволюция углеводородных флюидов (по жидким включениям углеводородов в гидротермальных минералах Горного Крыма). В *Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения флюидных включений в минералах)* (с. 121–127). Киев: Наукова думка.

Дмитриевский, А. Н. (2003). Полигенез нефти и газа. В *Генезис нефти и газа* (с. 104–105). Москва: ГЕОС.

Доленко, Г. Н. (1986). *Происхождение нефти и газа и нефтегазонакопление в земной коре*. Киев: Наукова думка.

Доленко, Г. Н. (1990). *Геология и геохимия нефти и газа*. Киев: Наукова думка.

Доленко, Г. Н., Колодий, В. В., & Бойко, Г. Е. (1988). О мантийном генезисе нефти и газа. В *Геодинамические основы прогнозирования нефтегазоносности недр: тезисы докладов I Всесоюзной конференции* (Ч. 2, с. 351–354). Москва: МИНГ им. И. М. Губкина.

Доленко, Г. Н., Чекалюк, Э. Б., Гринберг, И. В., Колодий, В. В., Бойко, Г. Ю., & Стефаник, Ю. В. (1981). Теория минерального происхождения нефти. В *Происхождение нефти и газа, их миграция и закономерности образования и размещения нефтяных и газовых месторождений: тезисы докладов Республиканского совещания (Львов, апрель 1981 г.)* (Ч. 1, с. 4–7). Львов.

Калюжний, В. А., & Сахно, Б. Е. (1998). Перспективи прогнозування корисних копалин за типоморфними ознаками флюїдних включень вуглеводнів та вуглець-діоксиду (Закарпатський прогин, Складчасті Карпати. Україна). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3(104), 133–147.

Калюжний, В. А. (1978). Генетическая информативность включений глубинных флюидов в минералах (протогетерогенные и расшнурованные включения). В *Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования (по данным изучения флюидных включений в минералах)* (с. 35–50). Киев: Наукова думка.

Калюжний, В. А., Щепак, В. М., Гигахвили, Г. М., Сворень, И. М., & Маковская, И. А. (1975). Использование гидрохимических ореолов и жидких включений в минералах для оценки нефтегазопроводности глубинных разломов. В *Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа* (с. 269–272). Киев: Наукова думка.

Карцев, А. А., Гаттенбергер, Ю. П., Зорькин, Л. М., Колодий, В. В., Стадник, Е. В., Воронов, А. Н., Матусевич, В. М., & Капченко, Л. Н. (1992). *Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии* (А. А. Карцев, ред.). Москва: Недра.

Клия, М. О., & Соколова, И. Г. (1958). Захват растущим кристаллом эмульсии при кристаллизации из растворов. *Кристаллография*, 3(2), 219–224.

Лукин, А. Е. (1999). О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природных углеводородно-генерирующих систем). *Геологический журнал*, 1, 30–42.

Лукин, А. Е., & Пиковский, Ю. И. (2004). О роли глубинных и сверхглубинных флюидов в нефтеобразовании. *Геологический журнал*, 2, 21–33.

Матковський, О., Наумко, І., Павлунь, М., & Сливко, Є. (2021). *Термобарогеохімія в Україні*. Львів: Простір-М.

Намиот, А. Ю., Скрипка, В. Г., & Султанов, Р. Г. (1971). Влагосодержание метана при высоких температурах. *Газовая промышленность*, 4, 6–58.

Наумко, І. М. (2006). *Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів)* [Автореф. дис. д-ра геол. наук]. Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України. Львів.

Наумко, І. М. (2020a). Мінералофлюїдологія та синтез і генезис природних вуглеводнів у надрах Землі. *Геофизический журнал*, 42(4), 72–96. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i4.2020.210673>

Наумко, І. (2020b). Термобарогеохімія – нова галузь геологічних знань: науково-освітні аспекти в Україні. In *Scientific and pedagogical internship “Pedagogical excellence of teachers in biology, ecology, geography, geology, chemistry and physics”*: internship proceedings, August 24–October 2, 2020 (pp. 94–99). Lublin: Baltija Publishing.

Наумко, І. М., & Калюжний, В. А. (1996). Питання флюїдного режиму і дегазації Землі у наукових поглядах М. П. Семененка. *Минералогический журнал*, 18(2), 39–45.

Наумко, І. М., & Калюжний, В. А. (2001). Підсумки та перспективи досліджень термобарометрії і геохімії палеофлюїдів літосфери (за включеннями у мінералах). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 162–175.

Наумко, І., Павлюк, М., & Побережський, А. (2020a). Геохімія і термобарометрія мінералоутворювальних флюїдів та термобарогеохімія евапоритів – всесвітньо відомі наукові школи. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1(182), 62–75. <https://doi.org/10.15407/ggcm2020.01.062>

Наумко, І. М., Павлюк, І. М., & Побережський, А. В. (2020b). Наукові термобарогеохімічні школи Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України та їхній внесок у розвиток геологічної науки. В *Збірник праць Всеукраїнської конференції «Від Мінералогії і Геогнозії до Геохімії, Петрології, Геології та Геофізики: фундаментальні і прикладні тренди ХХІ століття»*

(*MinGeoIntegration XXI*): матеріали конференції (Київ, 23–25 вересня 2020 р.) (с. 51–55). Київ: КНУ ім. Тараса Шевченка.

Павлюк, М. И., Варичев, С. А., & Ризун, Б. П. (2003). Новые представления о генезисе нефти и газа и формировании нефтегазоносных провинций Украины. В *Генезис нефти и газа* (с. 441–442). Москва: ГЕОС.

Павлюк, М. І. (2014). *Геодинамічна еволюція та нафтогазоносність Азово-Чорноморського і Баренцевоморського периконтинентальних шельфів*. Львів: ПРОМАН.

Павлюк, М. І. (2017). Геотектонічна еволюція і нафтогазоносний потенціал України (стенограма наукової доповіді на засіданні Президії НАН України 5 липня 2017 р.). *Вісник НАН України*, 9, 11–21.

Павлюк, М. І., Макітра, Р. Г., & Брик, Д. В. (2005). Оцінка карбонових кислот як гіпотетичного джерела утворення нафтових вуглеводнів. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 60–70.

Павлюк, М. І., & Наумко, І. М. (2020). Фундаментальна праця з проблем дегазації Землі. *Геологічний журнал*, 3(372), 65–70. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.3.209174>

Пентелей, С. В. (2011). *Визуализация in situ поведения и фазовых состояний водно-углеводородных флюидов при повышенных и высоких температурах и давлениях* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. ИЭМ РАН. Москва.

Петровский, В. А. (1983). *Рост кристаллов в гетерогенных растворах*. Ленинград: Наука.

Пиковский, Ю. И. (2006). Проблема нефтегазообразования: выход из тупика? (к дискуссии о происхождении нефти и природного газа). В *Генезис углеводородных флюидов и месторождений* (с. 38–46). Москва: ГЕОС.

Порфір'єв, В. Б. (1964). Сучасні уявлення про природу нафти. *Геологічний журнал*, 24(4), 9–22.

Сворень, Й. М., & Наумко, І. М. (2006). Нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм. *Доповіді НАН України*, 2, 111–116.

Степанова, Г. С. (1974). *Фазовые превращения углеводородных смесей газоконденсатных месторождений*. Москва: Недра.

Султанов, Р. Г., Скрипка, В. Г., & Намиот, А. Ю. (1972). Фазовые равновесия в системе, состоящей из высококипящего углеводорода и воды, при температурах до 365 °С. *Нефтяное хозяйство*, 2, 57–59.

Трофимук, А. А., Молчанов, В. И., & Параев, В. В. (1998). Особенности геодинамических обстановок формирования гигантских месторождений нефти и газа. *Геология и геофизика СО РАН*, 39(5), 673–682.

Хоха, Ю. В., Павлюк, М. І., & Наумко, І. М. (2020). Термодинаміка еволюції органічної речовини в контексті полігенезу вкопних вуглеводнів. *Геологічний журнал*, 4(373), 3–16. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2020.4.214800>

Чебаненко, І. І., Євдошук, М. І., Клочко, В. П., & Токовенко, В. С. (1999). Нова теорія формування нафтових і газових родовищ. (Осадово-неорганічна). *Доповіді НАН України*, 10, 118–120.

Чекалюк, Э. Б. (1971). *Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти*. Киев: Наукова думка.

Чекалюк, Э. Б. (1986). К проблеме синтеза нефти на больших глубинах. *Журнал Всесоюзного химического общества имени Д. И. Менделеева*, 31(5), 556 (76)–562 (82).

Чекалюк, Э. Б., & Филяс, Ю. И. (1977). *Водо-нефтяные растворы*. Киев: Наукова думка.

Шнюков, Е. Ф., & Краюшкин, В. А. (1999). О природе нефти (к 100-летию со дня рождения академика АН УССР В. Б. Порфирьева). *Геологічний журнал*, 1, 109–119.

Connolly, J. F. (1966). Solubility of hydrocarbons in water near the critical solution temperatures. *J. Chem. Eng. Data*, 11(1), 13–16.
<https://doi.org/10.1021/je60028a003>

Kalyuzhnyi, V. A. (1993). The peculiarities of the evolution of hydrothermal fluids $\text{H}_2\text{O}+\text{CH}_4+\text{C}_n\text{H}_m$ as a medium of the rock–crystal (“Marmarosh diamonds”) crystallization from the Ukrainian Carpathians. *Archiwum mineralogiczne: a journal of geochemistry, mineralogy and petrology*, 49(1), 109–110.

Mullis, J. (1979). The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Mineral.*, 102(5–6), 526–536.

2. ГАЗОГЕНЕРАЦІЙНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ ОСАДОВОГО ШАРУ ЗАХІДНОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ (НА ЗАСАДАХ ТЕРМОДИНАМІКИ)

Предметом вивчення геології є природні тіла різного масштабу та складності макроструктури, які різняться хімічним складом та фазовим станом. Серед незліченої низки параметрів, що описують подібні об'єкти, саме хімічний склад та фазовий стан є предметом розгляду хімічної термодинаміки. Зауважимо також, що геологічна наука в усьому розмаїтті своїх напрямків не обмежується лише описом об'єктів, а й намагається відтворити історію: їх еволюцію від зародження та перетворення у часі до руйнації, тобто розглядає їх у динаміці. Водночас геологія не має змоги в повному обсязі дослідити фактичний матеріал та провести експеримент – ця вада впливає з масштабності досліджуваних об'єктів та складності доступу до кожної з ділянок. Тому геологи-дослідники змушені будувати послідовність припущень, які ґрунтуються на непрямих даних.

Виходячи з вищезгаданого, залучення інших природничих дисциплін до класичної геологічної науки значно підвищує результативність досліджень та надійність і точність її гіпотез, наближуючи їх до рівня наукових теорій. Серед цих наук своє місце посідає термодинаміка, яку почали широко застосовувати в різних галузях природничих наук.

Детерміністичні за суттю класична механіка та фізика твердого тіла, які традиційно використовуються як основний інструмент емпіричних досліджень в геології, не можуть описати та формалізувати деякі значущі природні процеси, наприклад еолові, алювіальні, седиментаційні та багато інших. Тому залучення термодинаміки як індетерміністичної (статистичної) теорії для опису систем геологічних тіл зрозуміле і вкрай необхідне для стимулювання подальшого поступу геологічної науки. Формально термодинаміка досліджує функції стану, надає закони, що керують будь-якою матеріальною системою та базується на законах збереження маси-енергії (Вуд, Фрейзер, 1981). Функціями стану

вважають енергію, ентропію та звичні для геологів характеристики геологічних тіл – тиск, температуру і об'єм.

Як і будь-яка наукова теорія термодинаміка має свої обмеження (Кармайкл, Ойгстер, 1992):

- Термодинаміка не оперує проміжними станами системи, вона надає змогу за кінцевим станом визначити початковий та навпаки, де станом вважають хімічний склад та/або енергетичні параметри довільно вибраної системи.
- Надійні результати гарантовані лише у випадку, коли система перебуває у стані рівноваги – рівних хімічних потенціалів у всіх точках системи, що своєю чергою можливо лише у випадку закритої системи (повний опис умов рівноваги пов'язаний з мінімумом-максимумом варіацій вільної енергії та ентропії в системі, при всіх можливих змінах її стану).

В реальному світі стан рівноваги, так само як і об'єкт "закрита система", є лише науковою абстракцією. Відомо, що рівноважні термодинамічні параметри являють собою або середні значення динамічних параметрів (енергії, кількість об'єктів), або є характеристиками статистичного розподілу (температура, ентропія, потенціал). Рівноважний стан системи – найбільш ймовірний її стан. Однак система при тих самих зовнішніх умовах може перебувати і у інших станах, тобто можливі відхилення значень параметрів від рівноважних, або флуктуації (Мюнстер, 2002).

Апарат термодинаміки використовувався для опису перетворень речовини в широких межах умов - від осадових товщ до верхньої мантії Землі. Власне кажучи, ймовірність утворення тих чи інших сполук визначається за їх термодинамічним потенціалом при вибраних умовах, розрахунок якого для термодинаміки формально є цілком можливим. Таким чином, термодинаміка дає в руки досліднику апарат для опису масштабних та довготривалих геологічних процесів, до яких належить й утворення вуглеводневої складової нафти та газу.

Наприклад, було показано, що для умов осадових товщ на глибинах залягання покладів нафти, джерелом високомолекулярних алканів (з залишків флори і фауни) можуть бути тільки ліпіди, а точніше – довголанцюгові карбонові (жирні) кислоти та вищі одноатомні спирти (Тиссо, Вельте, 1981). Беззаперечно, було би цікаво визначитися з механізмами реакції утворення вуглеводнів, як при перетвореннях речовини біогенного походження, так і при їх синтезі в умовах астеносфери.

З огляду на унікальні можливості термодинаміки для опису геологічних процесів взагалі, та еволюції органічної речовини в надрах Землі зокрема, саме її методи використані у подальших дослідженнях.

Піонером термодинаміки викопних горючих копалин та системи нафтового пласту є видатний український вчений, професор Еммануїл Богданович Чекалюк. Його роботи, результати яких сконцентровані у монографіях – "Нефть верхней мантии Земли" (Чекалюк, 1967) та "Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти" (Чекалюк, 1971), а також у численних публікаціях, відкрили для вчених-геологів нову сторінку в дослідженні закономірностей утворення компонентів природних вуглеводнів, їх існування та перетворень в умовах осадової товщі.

Професор Е. Б. Чекалюк, напевно, перший зосередив увагу на консолідувальному впливі тиску для вуглеводневих систем. До появи його робіт науковці проводили численні, але елементарні дослідження, наприклад, нагрівання природних органічних речовин разом з неорганічними компонентами для імітації тих чи інших умов утворення або залягання родовищ. Відомо, що при збільшенні температури відбуваються деструктивні процеси в довголанцюгових та високомолекулярних органічних сполуках – крекінг, піроліз і т.п. З цих експериментів робилися наївні висновки про неможливість утворення вуглеводнів на глибинах більших за декілька кілометрів. Вплив тиску авторами не враховувався та сприймався як щось незначне і неважливе.

Як зазначав Е. Б. Чекалюк, питання генезису природних вуглеводнів концептуально пов'язано з глобальним процесом – еволюцією органічної речовини. За К. Шорлеммером, органічна речовина це вуглеводні та їх похідні. Зараз у світі превалюють дві гіпотези її утворення: авторства С. Арреніуса (космічна гіпотеза), за якою органічна речовина утворена під час формування планетарної системи і потрапила на Землю у "готовому" вигляді, та Г. Холдейна (атмосферна), якій пропонує механізми її абіогенного синтезу у відновній атмосфері ранньої Землі під впливом електричних розрядів, вулканічної діяльності, УФ-випромінювання Сонця, космічних промінів та радіоактивних ізотопів тощо.

З невідомих причин нафта і газ, які також являють собою суміші органічних речовин, розглядаються багатьма дослідниками поза цим глобальним процесом, а їхній генезис чомусь вважається унікальним явищем, для якого потрібні власні гіпотези утворення та еволюції. Основна дискусія зосереджена навколо центрального аксіоматичного постулату – первинні чи вторинні природні вуглеводні. Враховуючи вищезгадане, будемо, слідом за Е. Б. Чекалюком, розглядати генезис та еволюцію природних вуглеводнів як невід'ємну складову частину глобальних процесів еволюції Землі.

2.1. ХІМІЧНА ТЕРМОДИНАМІКА В ОПИСІ ЕВОЛЮЦІЇ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ

Розуміння фізико-хімічних процесів, які контролюють зміни органічної речовини в межах земної кори, важливе як у геохімії загалом, так і в нафтогазовій геології зокрема. Наявність адекватної моделі, яка надає інформацію про склад гіпотетичної системи органічних та неорганічних молекул, в умовах, що можуть реалізуватися в різних ділянках астеносфери, дозволяє визначитися з вагою різнонаправлених факторів, що впливають на кожну сполуку в межах земної товщі. Серед цих факторів слід відзначити тиск та температуру, які здійснюють основний вплив на речовину в процесі її перетворень (Чекалюк, 1967; Тиссо, Вельте, 1981). Решта чинників, які

змінюють хімічний потенціал сполук, такі як гравітація чи магнітне поле, залишаємо поза увагою, оскільки їхній внесок у термодинамічні функції в розглянутому в подальших міркуваннях діапазоні глибин є незначним. В умовах осадової товщі вагомий вплив на рівноважні концентрації компонентів природних систем вуглеводнів також можуть мати різні види роботи, які здійснюються системою, проте для їх врахування потрібно ввести додаткові припущення та спрощення, що, ймовірно, призведе до збільшення похибки розрахунків.

Для подальших міркувань прийmemo, що на склад системи впливають температура та тиск, а виконується лише робота, спрямована проти дії зовнішнього тиску. Термодинамічна система є закритою, але не ізольованою, що допускає обмін енергією з іншими системами або зовнішнім середовищем. Таке припущення цілком прийнятне для опису геологічних об'єктів, наприклад, флюїду або керогену в породах чи мінералах, з огляду на тривалий час їхнього перебування в однакових термобаричних умовах.

Загалом, у кожної молекули в надрах Землі є декілька шляхів перетворення, що безпосередньо корелюють зі зміною молекулярної маси:

- деструкція, що супроводжується зменшенням молекулярної маси;
- синтез, внаслідок якого утворюється нова сполука із більшою молекулярною масою;
- рекомбінація, за якої маса залишається сталою.

Всі зазначені процеси відбуваються одночасно зі зміною хімічного потенціалу задіяних сполук, де потенціал кількісно характеризує здатність сполуки до хімічних або фазових перетворень, та являє собою часткову похідну термодинамічних потенціалів за кількістю речовини, яка виражена в молях. Згідно з другим законом термодинаміки, термодинамічна система з плином часу прямує до стану рівноваги, який характеризується максимальним значенням ентропії. На практиці часто використовують не ентропію, а енергію Гіббса; тоді приймають, що будь-яка самовільна реакція супроводжується

зменшенням цієї енергії, а в стані рівноваги її значення (сумарне для системи) є найменшим.

Постійне переміщення речовини в межах осадової товщі, спричинене низкою геодинамічних факторів, зумовлює хімічні перетворення в структурно-речовинних комплексах, що розглядаються як ізольована геохімічна система, яка не обмінюється речовиною із іншими такими комплексами. Склад цієї геохімічної системи регулюється багатьма чинниками, що мають різний ступінь впливу, – це гравітаційна та електромагнітна складові, поверхневий натяг, тиск, температура та початкові концентрації компонентів. Швидкість, з якою змінюються їхні абсолютні значення, залежить від конкретної геодинамічної обстановки, притаманної ділянці Землі, що розглядається.

Втім, за винятком швидкоплинних подій, на кшталт руху високоенергетичного флюїду в ділянці розушільнення, тривалість перебування геохімічної системи під впливом приблизно однакових значень вищезазначених чинників вимірюється мільйонами років. За таких початкових умов можна прийняти, що в процесі еволюції геохімічні системи постійно мігрують з однієї зони термодинамічної рівноваги в іншу, і встигають досягнути рівноважного стану в кожній. Це означає, що для опису змін, які відбуваються у таких системах, можна застосувати аналітичний апарат рівноважної термодинаміки.

Для спрощення будемо вважати геохімічну систему простою, тобто серед механічних та немеханічних сил, що впливають на систему ззовні, у подальшому враховуватимемо лише зовнішній тиск.

Склад ізольованої геохімічної системи закономірно змінюється при зміні температури і тиску в процесах занурення та підняття, характерних як для конвергентних границь, де вплив температури може бути основним фактором змін, так і для тектонічних западин, які заповнюються осадовими породами.

В останні десятиріччя запропоновано низку методів (Blecic, et al., 2016; Koukkari, 2014; Sanford, McBride, 1994), які дають змогу розраховувати склад ізольованих систем, що складаються з необмеженої кількості компонентів у

різних фазових станах. Дослідники спираються на дві стратегії – «стехіометричну», яка базується на незалежних хімічних реакціях у взаємній рівновазі, та «нестехіометричну», коли до уваги беруть хімічні потенціали незалежних компонентів системи.

Застосування «стехіометричної» стратегії приводить до рішення у вигляді системи нелінійних рівнянь, яка кардинально змінюється при введенні нового компонента у систему (Хоха, 2014). Другий метод дещо простіший в систематизації, а введення нових компонентів є простою операцією (Koukkari, 2014). Для обох стратегій умови рівноваги шукають однаково – шляхом знаходження мінімуму вільної енергії Гіббса або енергії Гельмгольца, найчастіше шляхом застосування методу невизначених множників Лагранжа. Для «нестехіометричного» методу нелінійні рівняння були успішно лінеаризовані, що зумовило його широке застосування у рішенні науково-інженерних завдань.

Втім, способи одержання інформації про склад системи в стані термодинамічної рівноваги не обмежуються мінімізаційними чи максимізаційними способами. Наприклад, для розрахунку зміни складу простих систем під впливом зовнішніх енергетичних чинників застосовується метод констант незалежних хімічних реакцій (Чекалюк, 1967; Любчак, 2009).

Окремо слід зазначити, що точні відомості про зміни в складі системи, як функцію часу, тиску та температури, можна одержати, вирішуючи рівняння хімічної кінетики. Проте використання кінетики для розрахунків термодинамічної рівноваги є складним завданням. Хімічна рівновага може бути обчислена майже тривіально для кількох реакцій, що відбуваються в системі, але при збільшенні кількості реакцій калькуляція стає майже неможливою. Щоб одержати точне рішення, потрібно зібрати інформацію про велику кількість реакцій і пов'язати їх з відповідними швидкостями.

Перевага методів мінімізації або максимізації термодинамічних функцій полягає в тому, що інформація про кожну сполуку системи може бути оброблена незалежно, без складних наборів реакцій апріорі; отже, необхідно вирішити лише обмежений набір рівнянь (Blecic et al., 2016, Koukkari, 2014). Крім того, метод вимагає лише знання термодинамічних функцій

індивідуальних речовин, які добре відомі, а для стандартного тиску (0,1 МПа) можуть бути легко інтерпольовані або екстрапольовані.

Для системи, що складається з s чистих твердих та m ідеальних газів, сумарну енергію Гіббса G за температури T та безрозмірного тиску P (відношення тиску зовнішнього середовища, яке діє на систему, до стандартного тиску 1×10^5 Па) можна записати:

$$G = RT \cdot \sum_{k=1}^m n_k^{gas} \left[\left(\frac{\mu}{RT} \right)_k^{gas} + \ln(P) + \ln \left(\frac{n_k^{gas}}{N} \right) \right] \quad (1)$$

де індекс “ gas ” вказує на газові компоненти, а “ con ” – на речовини у конденсованому стані, $\sum_{k=1}^m n_k^{gas}$ – кількість компонентів, μ – хімічний потенціал чистої речовини, N – число молей в системі, R – універсальна газова постійна. Хімічні елементи, з яких складаються компоненти геохімічної системи, утворюють набір незалежних складових. Тоді масові баланси, необхідні при вирішенні завдання мінімізації, виглядатимуть:

$$\sum_{k=1}^m a_{kj}^{gas} n_k^{gas} + \sum_{k=1}^s a_{kj}^{con} n_k^{con} = b_j, \quad (2)$$

де a – кількість атомів j -го елементу в молекулі k -ї речовини, b – кількість j -го елементу в системі; $j = 1, 2, \dots, NC$ (кількість компонентів в системі).

Обчислення являє собою мінімізацію цільової функції F від кількості речовини n_k :

$$F(n) = \sum_{k=1}^{m+s} n_k \cdot \left(\frac{\mu}{RT} \right)_k + \ln(P) \sum_{k=1}^m n_k + \sum_{k=1}^m n_k \cdot \ln \left(\frac{n_k}{\sum_{k=1}^m n_k} \right). \quad (3)$$

Обмеження за масовим балансом:

$$\mathcal{G}(n) = \left(\sum_{k=1}^{m+s} a_{kj} n_k - b_j \right)_{j=1}^{NC}. \quad (4)$$

Мінімізація енергії Гіббса еквівалентна мінімізації функції $F(n)$ в рівнянні (3) з урахуванням обмеження (4). При застосуванні методу невизначених множників Лагранжа мінімізується цільова функція від кількості речовини n_k :

$$L(n, \lambda) = F - \lambda_j \left(\sum_{k=1}^{m+s} a_{kj} n_k - b_j \right)_{j=1}^{NC}, \quad (5)$$

$$\lambda = \lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_{NC},$$

де λ – невизначені множники. Після одержання похідних від F по кількості речовини n_k та перетворень одержуємо для кінцевого рішення ітеративними методами систему трьох рівнянь (6-8), з яких два перших є лінійними, а останнє (8) – нелінійним:

$$\sum_{k=1}^{m+s} a_{kj} n_k - b_j = 0, j = 1, 2, \dots, NC; \quad (6)$$

$$\left(\frac{\mu}{RT} \right)_k - \sum_{j=1}^{NC} a_{kj} \lambda_j = 0, k = m+1, \dots, m+s; \quad (7)$$

$$\left(\frac{\mu}{RT} \right)_k + \ln(P) + \ln\left(\frac{n_k}{N} \right) - \sum_{j=1}^{NC} a_{kj} \lambda_j = 0, \quad (8)$$

$$k = 1, 2, \dots, m,$$

Для лінеаризації рівняння (3) застосовують розкладання у ряд Тейлора, після чого система (6–8) стає надійним базисом для розрахунку складу систем з довільною кількістю компонентів. Обчислення складу геохімічних систем з реальними газами дещо ускладнить систему рівнянь.

В геологічній літературі будову природних полімерів традиційно описують модельними структурами, які виводяться на розсуд авторів, із урахуванням накопиченої інформації про їх елементний склад, молекулярну вагу та відомостей про функціональні групи, одержані ІЧ-спектроскопією, рентгеноструктурним аналізом, методами ЯМР тощо (Kelemen et al., 2007; Vandenbroucke, Largeau, 2007; Тиссо, Вельте, 1981). В цій роботі ми уявляємо природні полімери як набір адитивних складових, кожна з яких робить свій внесок у загальномолекулярні термодинамічні потенціали. Серед адитивно-

групових методів для визначення термодинамічних функцій обрано метод ван Кревелена (van Krevelen, Chermin, 1951), що широко застосовується в геохімії.

Поставлене завдання принципово не може бути вирішеним із застосуванням детерміністичного підходу. Вихідні дані не містять достатньої кількості інформації для визначення ймовірностей, під якими ми розуміємо мольні частки компонентів, що складають систему, у т.ч. адитивних складових нерегулярного природного полімеру. Для вирішення подібного завдання слід звернутися до математичного апарату, якій дає змогу розрахувати найбільш несутеречливий розподіл ймовірностей.

За 10 років після виходу у світ робіт Клода Шеннона (1948 р.), у 1957 році Е. Т. Джейнс дійшов висновку, що методи статистичної механіки, які лежать в основі термодинаміки, є окремим випадком загальної методики попередження помилок (Jaynes, 1957). В обчисленнях за методом Е. Т. Джейнса, так само, як в загальній методиці попередження помилок, ми намагаємося визначити функцію ймовірності на основі заданих середніх значень.

Спосіб застосування формалізму Е. Т. Джейнса в термодинаміці був запропонований М. Трайбусом (Tribus, 1961). Завдання пошуку найменш суперечливого розподілу ймовірностей p_i зводиться до максимізації невідомої функції S , яка задовольняє рівнянням зв'язку (9) та (11):

$$\sum_i p_i = 1, \quad (9)$$

для поставленого завдання умова (9) зводиться до суми мольних часток:

$$\sum_{i=1}^{44} n_i^{add} + \sum_{i=1}^m n_i^{gas} = 1, \quad (10)$$

де індекс *add* відповідає 44-м адитивним складовим, з яких складається природний полімер за (van Krevelen, Chermin, 1951), m – кількість газів у системі, а сукупність адитивних складових та газів назовемо «компоненти»;

$$\sum_i p_i g_i(X_i) = \{g_r\}; r = 1, 2, \dots, \quad (11)$$

де $\{g_r\}$ – математичне очікування; для поставленого завдання:

$$\{g_r\} = N_r^{el}; r = C, H, O, N, S, \quad (12)$$

де N^{el} – кількість елементу r в 1 молі компонентів, з яких складена система.

Розв'язок проблеми за Е. Т. Джейнсом: «Найменш помилковим способом визначення ймовірностей є такий, що максимізує функцію S (яка названа ентропією) за умов наявної інформації». Цільова функція S задається рівнянням:

$$S = -K \sum_i p_i \cdot \ln(p_i), \quad (13)$$

де K – постійна; для обраної системи цільова функція:

$$S = -R \left[\sum_{i=1}^{44} n_i^{add} \cdot \ln(n_i^{add}) + \sum_{i=1}^m n_i^{gas} \cdot \ln(n_i^{gas}) \right], \quad (14)$$

Прирівнювання нулю варіації функції (14) являє залежність для визначення мольної частки компоненту системи (як адитивної складової, так і газу), вираженої через потенціал Планка:

$$n_i = e^{-\left(\lambda_0 + \lambda_C \cdot N_i^C + \lambda_H \cdot N_i^H + \lambda_O \cdot N_i^O + \lambda_N \cdot N_i^N + \lambda_S \cdot N_i^S\right)}, \quad (15)$$

$$\lambda = \mu / RT,$$

де $N^C, N^H \dots$ – кількість елементу в компоненті. Для елементів λ – невизначений множник Лагранжа, фізичний зміст якого є безрозмірний потенціал Планка, μ – потенціал Гіббса (Дж/моль) компонента; а λ_0 – нульовий множник Лагранжа, визначається з умови нормування (10):

$$\lambda_0 = \ln \left(\sum_{i=1}^{44+m} \lambda_C N_i^C + \lambda_H N_i^H + \lambda_O N_i^O + \lambda_N N_i^N + \lambda_S N_i^S + \Delta G_i / RT \right). \quad (16)$$

Множники Лагранжа в рівняннях (15) та (16) є невідомими, значення яких шукають в процесі рішення, а нульовий множник Лагранжа має особливі властивості, що визначають всю геохімічну систему загалом:

- його похідна за кожним з невизначених множників ($\lambda_C, \lambda_H \dots$) дає значення мольної частки i -го компонента з оберненим знаком;

- друга похідна λ_0 за невизначеними множниками є дисперсією D розповсюдження відповідного елементу (C, H...);
- змішана похідна λ_0 за невизначеними множниками дає кореляцію K між концентраціями елементів.

Відповідно, коефіцієнт кореляції k виводиться з другої та змішаної похідної λ_0 :

$$n_i = -\frac{\partial \lambda_0}{\partial \lambda_r}; D = \frac{\partial^2 \lambda_0}{\partial \lambda_r^2}; K = \frac{\partial \lambda_0}{\partial \lambda_{r1} \cdot \partial \lambda_{r2}}; \quad (17)$$

$$k = \frac{K}{\sqrt{D_{r1} \cdot D_{r2}}}; r = C, H, O, N, S,$$

де $r1$ та $r2$ – два будь-яких елемента. Властивості похідних відіграють важливу роль в аналізі змін геохімічної системи, що відбуваються під впливом динамічних факторів, та можуть бути використані для складання її багатофакторної моделі. В цій роботі нами використано лише перше рівняння з набору (17).

Алгоритм розрахунку складу термодинамічної системи максимізацією ентропії

Для системи, що описується рівняннями (14–17), практично неможливо використати лінеаризацію розкладанням у ряд Тейлора, подібно до рівняння (8). Тому пошук максимального значення ентропії проводився методом Ньютона-Рафсона в декілька етапів.

На першому етапі вхідні дані (масові долі елементів у %) приводяться до безрозмірного вигляду мольних часток ω_r .

Потім генератор випадкових чисел генерує 5 безрозмірних потенціалів Планка (λ в рівнянні 15) для кожного з елементів в системі. Для потенціалів дослідним шляхом встановлені межі генерування: +100...-100. Далі встановлюємо відповідність згенерованих потенціалів збіжності методу простою процедурою. Наступний етап – вхід у ітераційну процедуру, який

полягає у складанні системи рівнянь для чотирьох елементів з серії r за винятком сірки:

$$\frac{\sum_i N_i^r \cdot n_i}{\sum_i n_i} = \omega_r, \quad (18)$$

де ω_r – мольна частка елементу, N_i^r – кількість елементу r в адитивній складовій або індивідуальній сполуці (компоненті), n_i – невідома величина. Мольна частка сірки враховується окремо після кожного кроку ітерації. З урахуванням складної топології простору рішень, проводиться обмежена кількість ітерацій з оцінкою збіжності в кожному циклі. За відсутності збіжності або ознак розбіжності цикл ітерацій переривається і розрахунок повертається на етап генерування потенціалів. Після останньої ітерації проводиться визначення таких параметрів:

- вся система – енергія Гіббса, ентальпія та ентропія (двома способами);
- компонент – мольна частка;
- елемент – дисперсія.

Одержаний комплекс даних є одним з безлічі квазістаціонарних рішень для обраної системи. Дослідним шляхом нами встановлено, що при сортуванні від 10 тисяч квазістаціонарних рішень, ми обов'язково знаходимо таке, що характеризується мінімумом енергії Гіббса і визначає стан рівноваги.

Зворотний розрахунок масових часток через одержані потенціали показав, що похибка менша за 0,005 масових часток, а це менше за точність вхідних даних. Описаний вище алгоритм придатний для розрахунку еволюції геохімічних систем в широкому діапазоні геологічних умов. Обмеженням є наявність достовірних відомостей про енергії Гіббса утворення індивідуальних речовин.

2.2. МОДЕЛЮВАННЯ ТРАНСФОРМАЦІЇ СТРУКТУРИ КЕРОГЕНУ В РІВНОВАЗІ З ВУГЛЕВОДНЯМИ

Кероген – асоціація органічних нерегулярних полімерів, яка накопичується в давніх осадових породах. За певних умов він здатний разом із зміною власної будови генерувати рідкі та газоподібні низькомолекулярні вуглеводні – складники нафти, газоконденсату та природного газу. Виходячи з припущення про принципову роль керогену в утворенні та накопиченні нафти і газу, важливими є різнобічні дослідження процесів його деградаційних змін, які відбуваються в умовах осадової товщі в різних ділянках Землі, що характеризуються відмінними умовами.

Джерелом керогену є органічний матеріал рослинного походження, який не потрапив у харчовий цикл макро- та мікроорганізмів. Вважається, що попередниками керогену є гуміни (Тиссо, Вельте, 1981), які, своєю чергою, беруть свій початок від гумінових кислот, що активно накопичуються в ґрунтах. За даними (Durand, 1980), кероген зосереджує у собі основну масу органічного Карбону в масштабі Землі – 10^{16} тон, порівняно із приблизно 10^{12} тон у живій біомасі, тобто в десять тисяч разів більше. Тіссо вказує на меншу різницю між Карбоном біомаси та керогену – у тисячу разів. Загалом, більшість дослідників сходяться на значимості керогену в планетарному циклі Карбону.

На думку, одних авторів, кероген складається лише з розсіяної органічної речовини давніх осадових порід (Forsman, Hunt, 1958), інші включають до керогену органічний матеріал покладів вугілля (Durand, 1980). Нерозчинна ОР ізольована з «молодих» осадових порід називається «протокерогеном». Протокероген слід розглядати як окрему стадію перетворення первинного органічного матеріалу, що характеризується значним вмістом Оксигену та значеннями атомарного відношення О/С суттєво відмінними від керогену давніх осадових порід (Stuermer et al., 1978). Загалом, за співвідношенням аналітико-функціональних груп та атомарними співвідношеннями

протокероген наближується до гумінів, тому в подальших міркуваннях не розглядатиметься.

Кероген, як і інші органічні сполуки, складено з Карбону та Гідрогену, також значимою частиною його структури є атомарні групи, які утворює Оксиген. Співвідношення Гідрогену та Оксигену до Карбону визначають типи керогену за загальновизнаною класифікацією.

Виявлено, що кероген II типу найчастіше трапляється в осадових породах, які вважаються джерелом нафти (нафтоматеринськими породами) та в горючих сланцях (Тиссо, Вельте, 1981). Кероген II типу характеризується відносно високими значеннями відношення Н/С та порівняно невеликими – О/С. Його утворення пов'язують із морськими осадами, які містять залишки мікроорганізмів, фітопланктону та зоопланктону, що деградують у відновному середовищі.

Графічно уявлення про типи керогену можна скласти з діаграми ван Кревелена (рис. 1). Окремо на рис. 1 показаний шлях трансформацій, відображений в атомарних співвідношеннях, який проходить кероген II типу від незрілого (II-A) через початок «нафтового вікна» (II-B) та його закінчення (II-V) до надзрілого (overmature) II-Г:

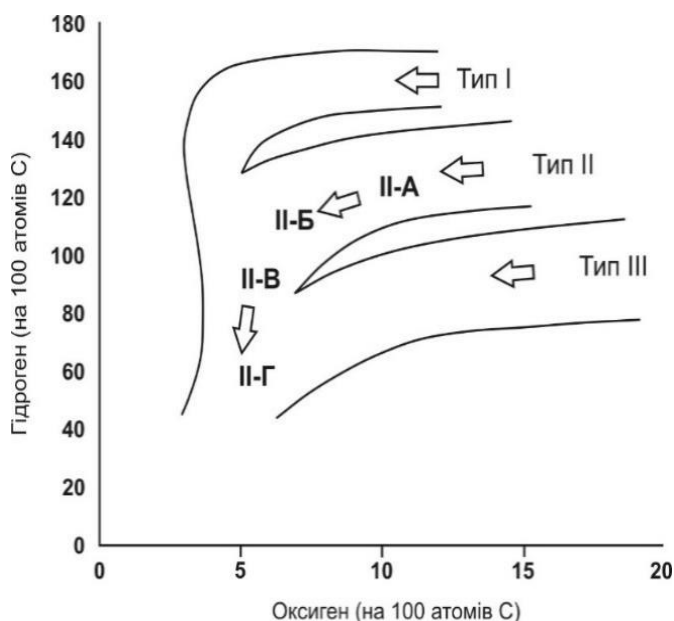


Рис. 1. Діаграма ван Кревелена та перехідні стадії зрілості керогену II типу (Ungerer et al., 2015)

Численні дослідження керогену II типу хімічними та фізико-хімічними методами, такими як ^{13}C ЯМР, рентгенівська фотоелектронна спектроскопія, інфрачервона спектроскопія та ін. засвідчили, що в його структурі важливе значення відіграють поліароматичні ядра, які поєднані аліфатичними, естерними та естерними містками, рідше – сульфідними (Kelemen et al., 2007). Окрім цих базових структурних елементів, наявні гетероатомні групи гідроксилу, кетонів та карбоксилу.

Моделі структури керогену II типу складені за різними авторами (Helgeson et al., 2009; Vandenbroucke, Largeau, 2007; Ungerer et al., 2015; Behar, Vandenbroucke, 1987) незначно відрізняються, найбільші відмінності спостерігаються в інтерпретації довжини алканових ланцюгів. Як показує діаграма ван Кревелена (див. рис. 1), із зростанням ступеня перетворення керогену, який регулюється часом та термобаричними умовами залягання органоміщуючого пласту, кероген II типу (як і решта типів керогену) проходить через серію неперервних перетворень, які однозначно описуються втратою Гідрогену та Оксигену в процесі відщеплення низькомолекулярних сполук. Очевидною причиною втрати Гідрогену є утворення з керогену внаслідок деструктивних процесів низькомолекулярних насичених та ароматичних вуглеводнів, які складають основу природного газу та нафти. Для найбільшої фракції викопних вуглеводнів – алканів, співвідношення Н/С прямує до 200 (із розрахунку на 100 атомів Карбону) із зростанням молекулярної маси, а ароматичні складові нафти характеризуються значеннями Н/С близько 100. Крім того, слід врахувати можливість утворення води, кожна молекула якої збіднює речовину керогену на два атоми Гідрогену. Втрата Оксигену вочевидь спричинена утворенням оксидів вуглецю, переважно CO_2 та води.

Одночасно відбуваються зміни зі структурами, що містять Нітроген і Сульфур. Так, за результатами аналітичних досліджень (Kelemen et al., 2007) та молекулярного моделювання (Ungerer et al., 2015), в процесі ката- та початку метабенезу в хімічній структурі керогену II цілком закономірно зростає частка ароматичного Карбону, разом із збільшенням кількості атомів Карбону в поліароматичних кластерах. Разом з тим суттєво зменшується частка

ароматичних атомів Карбону поєднаних із замісниками та збільшується їхня частина, яка знаходиться в протонованому стані (C^+).

В функціональних групах та циклічних структурах, що містять гетероатоми, також відбувається перерозподіл елементів при трансформації керогену II типу від стадії А до Г: Нітроген втрачається в піридиновому циклі і зростає в пірольному, втрачається аміногрупа, зменшується вміст аліфатично сполученого Сульфуру та зростає його концентрація у ароматичних структурах (табл. 1).

Таблиця 1

Склад та структурні особливості керогену II типу (складено за Ungerer et al., 2015, Kelemen et al., 2007)

Параметр	Стадія перетворення (див. рис. 1)			
	А	Б	В	Г
1	2	3	4	5
* Н/С	117	111	89	56
* О/С	9,7	5,9	5	4,7
* N/С	2,9	2	2,1	2,1
* S/С	1,4	1,2	0,6	1
** Карбон в ароматичних структурах, середнє у %	40 (40-40)	46,5 (43-50)	54 (54-54)	76 (72-80)
** Оксиген в зв'язках С-О (на 100 С)	6 (5-7)	4,1 (4,2-4)	4,2 (3,5-5)	3,3 (4,7-2)
N в піролі (мол. %)	52	59	65	62
Нітроген в піридині (мол. %)	27	19	18	15
*** Ароматичний S (мол. %)	46	56	54	80
*** Аліфатичний S (мол. %)	54	44	46	20

* – на сто атомів Карбону;

** – усереднені дані, в дужках наводяться результати визначення параметру рентгенівською фотоелектронною спектроскопією (XPS) та ^{13}C ЯМР (NMR);

*** – результати наводяться виключно для органічного Сульфуру.

Як впливає з попередніх розділів, для моделювання структури твердої органічної речовини, яка знаходиться у рівновазі з вуглеводневими та неорганічними сполуками в умовах осадової товщі, крім емпіричних методів та молекулярної динаміки можна застосувати методи рівноважної термодинаміки, які спираються на використання формалізма Джейнса (Хоха та ін., 2018, Любчак та ін., 2018).

Вхідними даними для розрахунку є елементний склад керогену II типу, температура та тиск, в яких знаходиться система та енергії Гіббса утворення для решти складових системи. Визначення енергії Гіббса утворення індивідуальних речовин в термобаричних умовах осадової товщі проводилось за методикою, наведеною у (Хоха та ін., 2019a) із використанням можливостей бібліотеки CoolProp (Bell et al., 2014).

Результатами розрахунків стали мольні частки компонентів системи, у тому числі адитивних груп, з яких складено кероген. Для опису структури керогену у стані термодинамічної рівноваги, використана відома адитивно-групова схема, запропонована ван Кревеленом (van Krevelen, Chermín, 1951). Нами проведено визначення складу системи ОР-кероген для трьох теплових потоків: 40, 75 та 100 мВт/м² в межах глибин 1–20 км.

Елементний склад керогену II типу для розрахунків було одержано усередненням літературних даних (табл. 2).

Таблиця 2

Елементний склад керогену II типу (атомарні співвідношення)

Джерело	C	H	O	N	S
Ungerer, 2015	234	263	15	5	2
Helgeson, 2009	406	528	19	–	–
Тиссо, 1981	484	484	21	11	0
Behar, 1987	1285	1606	114	15	23

Для визначення тисків і температур, які реалізуються у зазначених межах глибин в ділянках із різними значеннями теплового потоку застосовані

рівняння апроксимації з (Хоха та ін., 2019b). В таблиці 3 для прикладу наведено склад газової фази у рівновазі з керогеном для ділянок земної кори з тепловим потоком 40 мВт/м²:

Цікавою є тенденція обернено пропорційної зміни мольної частки вуглекислого газу та води із зануренням породи, що містить ОР. На відміну від сірководню та аміаку, ці компоненти відчутно реагують на зміну тиску та температури рівноваги (рис. 2).

Нетривіальним висновком з рис. 2 є зменшення темпів утворення CO₂ із зростанням інтенсивності теплового потоку. Ми, слідом за більшістю дослідників (Тиссо, Вельте, 1981; Durand, 1980; Vandenbroucke, Largeau, 2007), вважаємо, що генерування керогеном вуглекислого газу в безкисневих умовах є насамперед наслідком декарбоксилізації первинного органічного матеріалу. На

Таблиця 3

Склад газової фази (мол. %) в рівновазі із керогеном II типу, потік 40 мВт/м²

Н, км	CO ₂	H ₂ O	H ₂ S	NH ₃	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	9,64	0,03	0,00	9,56	80,75	0,02	2,22×10 ⁻⁰⁴	5,59×10 ⁻⁰⁵	4,50×10 ⁻⁰⁶
2	9,57	0,18	0,01	9,57	80,51	0,16	6,23×10 ⁻⁰³	3,04×10 ⁻⁰³	5,62×10 ⁻⁰⁴
3	9,51	0,31	0,02	9,57	80,30	0,26	1,40×10 ⁻⁰²	8,02×10 ⁻⁰³	1,81×10 ⁻⁰³
4	9,37	0,59	0,04	9,57	80,09	0,31	1,69×10 ⁻⁰²	8,88×10 ⁻⁰³	1,93×10 ⁻⁰³
5	9,34	1,48	0,06	9,99	83,23	0,27	1,12×10 ⁻⁰²	4,05×10 ⁻⁰³	6,32×10 ⁻⁰⁴
6	8,16	2,99	0,08	9,56	78,98	0,22	7,34×10 ⁻⁰³	1,93×10 ⁻⁰³	2,29×10 ⁻⁰⁴
7	6,82	5,66	0,10	9,56	77,67	0,19	5,08×10 ⁻⁰³	1,00×10 ⁻⁰³	9,21×10 ⁻⁰⁵
8	5,90	7,49	0,12	9,55	76,75	0,17	4,09×10 ⁻⁰³	6,55×10 ⁻⁰⁴	5,09×10 ⁻⁰⁵
9	4,69	9,91	0,15	9,55	75,57	0,13	2,30×10 ⁻⁰³	2,54×10 ⁻⁰⁴	1,40×10 ⁻⁰⁵
10	3,71	11,85	0,17	9,55	74,60	0,11	1,57×10 ⁻⁰³	1,32×10 ⁻⁰⁴	5,77×10 ⁻⁰⁶
12	2,19	14,88	0,23	9,54	73,07	0,09	8,71×10 ⁻⁰⁴	4,74×10 ⁻⁰⁵	1,41×10 ⁻⁰⁶
14	1,14	16,97	0,28	9,53	72,01	0,07	5,03×10 ⁻⁰⁴	1,84×10 ⁻⁰⁵	3,85×10 ⁻⁰⁷
16	0,69	17,86	0,33	9,53	71,53	0,06	3,86×10 ⁻⁰⁴	1,10×10 ⁻⁰⁵	1,89×10 ⁻⁰⁷
18	0,32	18,60	0,37	9,53	71,14	0,05	2,24×10 ⁻⁰⁴	4,42×10 ⁻⁰⁶	5,43×10 ⁻⁰⁸
20	0,17	18,89	0,41	9,52	70,96	0,04	1,51×10 ⁻⁰⁴	2,25×10 ⁻⁰⁶	2,15×10 ⁻⁰⁸

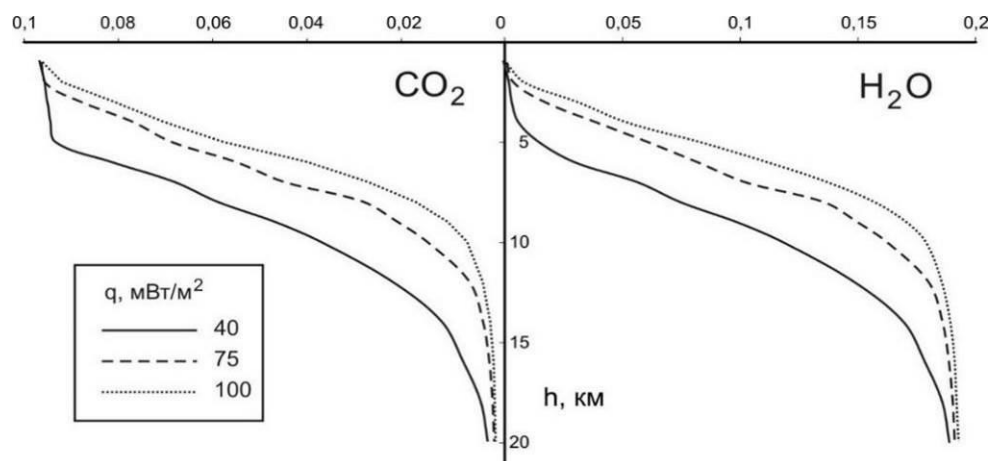
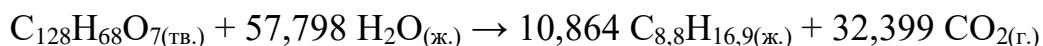


Рис. 2. Вміст води та вуглекислого газу (в мольних частках) у флюїді при контакті з керогеном II типу в залежності від рівноважної глибини

глибших стадіях перетворення, в генеруванні CO_2 ймовірно приймає участь також Оксиген етерної, естерної та гідроксильної груп.

Причиною цього явища є недостатньо вивчений вплив тиску на рівновагу в складних системах типу кероген/флюїд. Низка дослідів, проведених вже на початку 20-го сторіччя показували можливість декарбоксилізації аліфатичних кислот з утворенням суміші алканів, алкенів та вуглекислого газу із домішками міноритарних сполук. Переважно це стосується ОР ліпідної природи, яка теоретично генерує нормальні алкани (Тиссо, Вельте, 1981). Втім, більшість цих дослідів являли собою піроліз за нормального тиску, або з надлишковим тиском в межах тисячі бар (100 МПа). Піроліз керогену II типу в межах температур 250-500 °C (Behar et al., 1992), так само, як і для інших типів керогену (Behar et al., 2010) чітко показує, що із зростанням температури збільшуються виходи вуглекислого газу. Проте вплив тиску та наявність води можуть суттєво вплинути на склад флюїду, що генерується керогеном, як це передбачається, наприклад, теорією гідролітичного диспропорціювання, яка у формальному викладенні за (Helgeson et al., 2009) уявляється так:



Таким чином, якщо брати до уваги вищенаведену залежність, то із збільшенням глибини перетворення керогену в первинній системі (за умови її закритості) буде зменшуватись кількість H_2O пропорційно до зростання частки CO_2 . Якщо це рівноважний процес, то подібне твердження буде справедливим лише для малих глибин, в межах «нафтового вікна». Із зануренням, як показує розрахунок, буде спостерігатися зсув рівноваги у бік утворення H_2O , із суттєвим зменшенням кількості CO_2 у газовій фазі (Хоха та ін., 2019с).

Генерування води керогеном в процесі його деградаційних змін вивчено недостатньо; можна стверджувати, що експериментатори систематично ігнорують дегідратацію. Проте, як засвідчує проведене моделювання, дегідратація первинної речовини є важливим процесом у підтриманні рівноваги системи. За температур, що реалізуються на глибинах, більших за 5 км, в широкому діапазоні теплових потоків, спостерігається різке зростання мольної частки води у загальному складі флюїду, себто – активна дегідратація керогену. Одночасно зменшується частка вуглекислого газу. Експериментально підтвердити ці розрахунки важко, адже стан термодинамічної рівноваги вимагає проведення досліду протягом відрізка часу, близького до безмежності. Однак, після детального розгляду цього питання, моделювання іншими способами, наприклад, методами молекулярної динаміки та оцінки тенденцій в змінах складу флюїду в дослідях із штучного «дозрівання» (піролізу), за умови підтвердження наших обрахунків, можна використати критерій відношення частки вуглекислого газу до води як показник умов та глибин генерування природних вуглеводнів.

Утворення сірководню з керогену при зміні рівноважних умов, подібно до співвідношення води та вуглекислого газу, може надавати інформацію щодо умов, в яких відбувався катагенез. Загалом, для усіх розглянутих теплових потоків спостерігається така залежність: частка сірководню із заглибленням, тобто зростанням тиску і температури, планомірно збільшується (табл. 4).

Відомості з табл. 4 цілком корелюються з дослідями зі штучного «дозрівання» високосірчистого керогену II типу (Tomic et al., 1995).

Експерименти засвідчили, що із зростанням температури та із часом вміст сірководню в системі зростає, одночасно із зменшенням вмісту Сульфуру в інших продуктах піролізу за виключенням твердої фази керогену, де концентрація Сульфуру є практично сталою величиною. Монотонне зростання концентрації сірководню у рівновазі з керогеном II типу можна пояснити відщепленням тіолової групи та заміни сульфідних містків на алканові, як це впливає з аналізу рис. 3.

Водночас, перетворення, що відбуваються в твердій фазі керогену, характеризуються складнішим характером (див. рис. 3). На відміну від тіолової групи та сульфідного містка, тіофенова група керогену демонструє інший, складніший характер змін залежно від термобаричних умов рівноваги. Із зануренням для всіх умов прогрітості спостерігається така закономірність: суттєве зростання вмісту ароматичного Сульфуру (тіофенового) змінюється сповільненням та поступовим зменшенням (Хоха та ін., 2019с). Пік вмісту

Таблиця 4

Рівноважна концентрація H_2S в контактi з керогеном II типу залежно від теплового потоку

Глибина (км)	Вміст H_2S (мольна частка) $\times 10^{-3}$		
	40 мВт/м ²	75 мВт/м ²	100 мВт/м ²
1	2	3	4
1	0,00	0,02	0,02
2	0,03	0,08	0,13
4	0,10	0,41	0,88
6	0,21	1,10	2,34
8	0,33	1,98	3,80
10	0,46	2,85	4,86
12	0,60	3,59	5,57
14	0,73	4,17	6,03
16	0,85	4,61	6,34
20	0,97	4,95	6,57

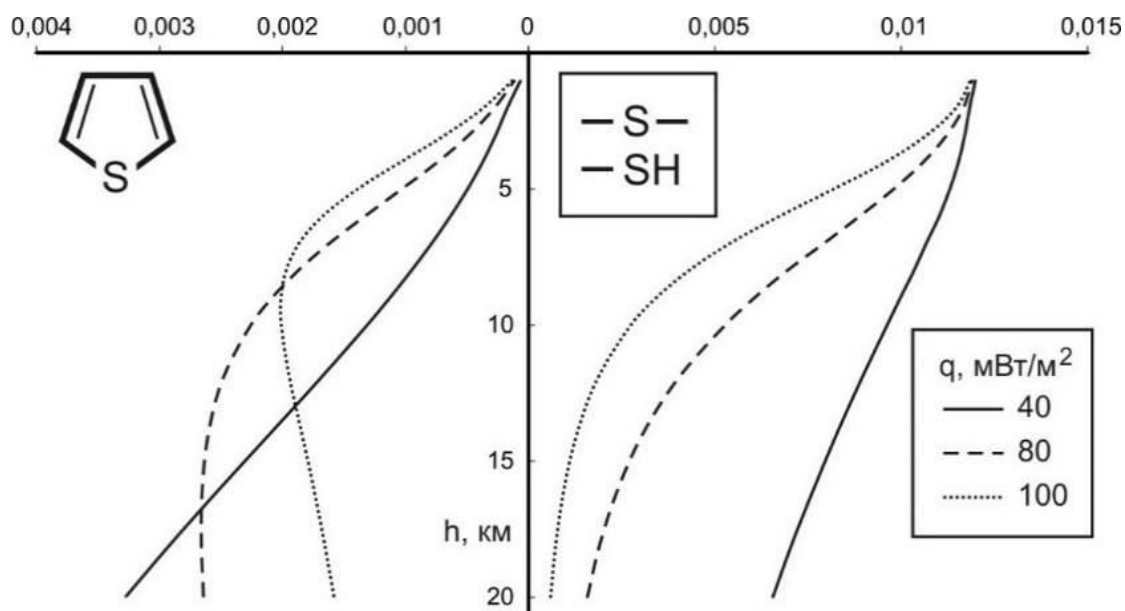


Рис. 3. Зміна мольної частки сірки, що знаходить в різних атомарних групах керогену II типу, залежно від рівноважної глибини

Сульфур залежить від теплового потоку, із його зростанням він переміщається ближче до поверхні, наприклад для потоку 100 мВт/м^2 максимум тіофенового Сульфур знаходиться на глибині 8,5 км, а для 75 мВт/м^2 – 16 км.

Як засвідчив розрахунок, в стані термодинамічної рівноваги цілком очікувано основна частка твердої фази, за винятком нечисленних гетероатомних груп, представлена ароматичним Карбоном (див. рис. 4).

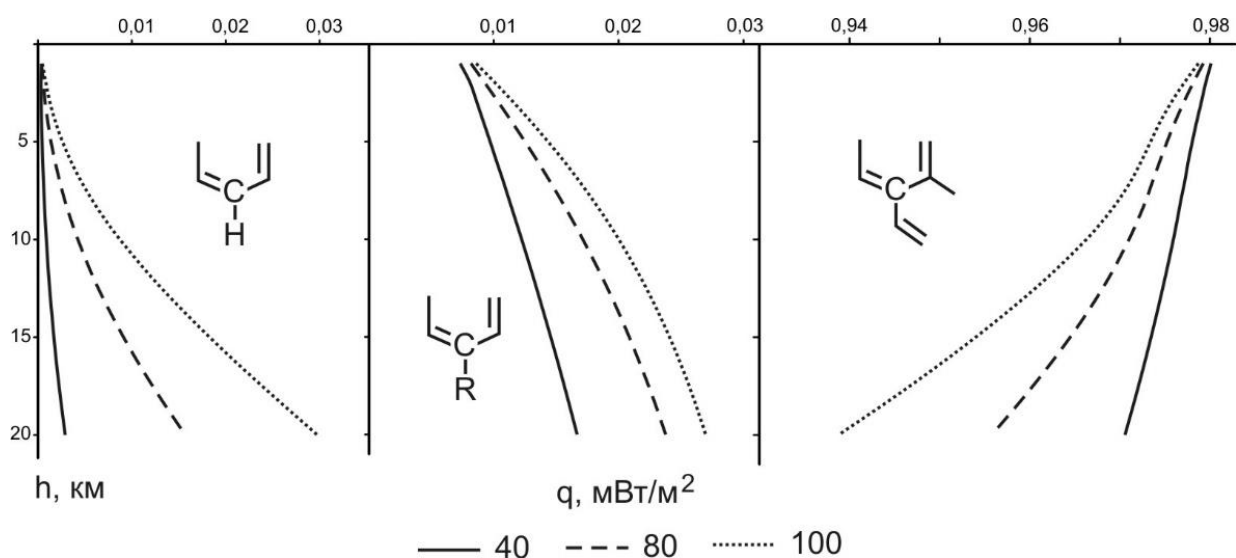


Рис. 4. Вміст адитивних групових, які складають ароматичні структури керогену II типу у мольних долях на тверду фазу

Загалом, тенденція до ароматизації та карбонізації керогенів загалом, та II типу зокрема, відмічена всіма дослідниками цього питання. Екстраполяція цієї тенденції в часову безкінечність призвела до появи терміну «метаново-графітна смерть» (Planche, 1996). При катагенезі керогену II типу відсотковий вміст ароматичного Карбону зростає від 40 до практично 80%. Ідентичні дані наводяться у (Kelemen et al., 2007), де вміст ароматичного Карбону на найглибших стадіях катагенезу навіть перевищує 80%. Паралельно із ароматизацією, в дослідях спостерігається зростання кількості атомів Карбону в ароматичних кластерах.

В цілому, розрахунок добре збігається із тенденціями, відзначених у дослідях. Відхиленням можна вважати зменшення вмісту третинного ароматичного Карбону із зростанням температури у міру заглиблення, як показано на рис. 4.

Обчислення вмісту вуглеводневих газів від метану до пентану (із ізомерами включно) у рівновазі із керогеном II типу засвідчило складний характер змін, які відбуваються із зануренням породи та зі змінами теплового потоку, який впливає на ОР (рис. 5). Розподіл енергій Гіббса утворення окремих вуглеводнів, розрахований в (Хоха та ін., 2019b) безпосередньо впливає на концентрації цих компонентів.

Дані, наведені на рис. 5, засвідчують справедливність емпіричного правила Ніконова (Никонов, 1961), за яким вуглеводневі гази є сукупністю взаємопов'язаних та розташованих у визначеній послідовності представників гомологічного ряду алканів. При цьому із зростанням кількості Карбонів в ланцюзі частка індивідуальної сполуки у природному газі зменшується.

З рис. 5 можна зробити висновки про характер перерозподілу Карбону між газами в контакті з керогеном при зміні теплового потоку та із зануренням осадової товщі. Найбільшу частку у вуглеводневій компоненті газу становить метан. Ідентичні результати показують численні дослід з піролізу керогену та розрахунки іншими термодинамічними методами, наприклад (Хоха, 2014).

Далі, із зростанням кількості атомів Карбону в молекулі, концентрація компонентів зменшується. Характерною особливістю змін у концентрації вуглеводнів, важчих за метан, є наявність концентраційного максимуму, який проявляється для всіх теплових режимів, але краще виражений в зонах з малим тепловим потоком (40 мВт/м^2).

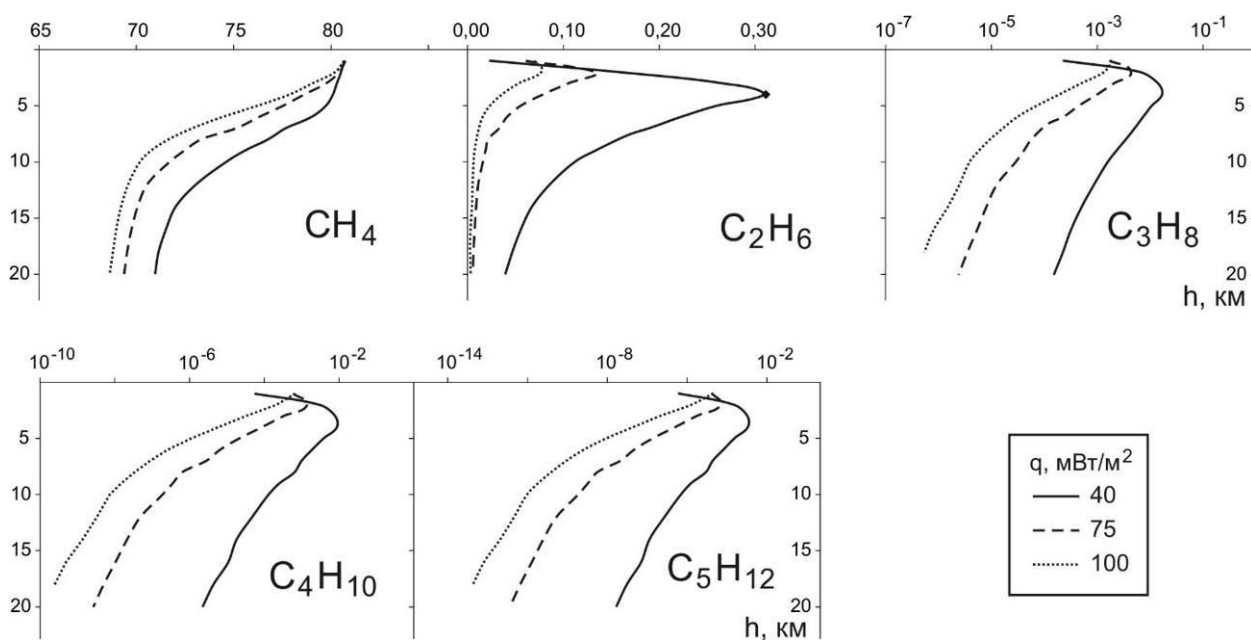


Рис. 5. Зміна концентрацій вуглеводневих компонентів у контакті із керогеном II типу в стані термодинамічної рівноваги (Хоха та ін., 2019с)

Локалізація цього максимуму коливається в межах глибин від 2 до 4 км, і зростає із зменшенням теплового потоку. Із збільшенням глибини збільшення температури стає базовим фактором, який впливає на систему кероген - газ та призводить до деструкції високомолекулярних компонентів, тому концентрація важких вуглеводнів зменшується. Така тенденція добре корелюється із гіпотезою «нафтового вікна», де зона генерування важких вуглеводнів нафти в процесі катагенезу керогену розташована в межах 2–4 км, а на глибинах, більших за 6 км основною складовою газу є метан.

Для моделювання еволюції керогену III типу обрано його різновид з мінімальною «зрілістю», який позначено III-A. Цей тип керогену

характеризується відносно малими значеннями атомарного відношення Н/С, яке переважно менше за 1, та високими значеннями відношення О/С, яке подекуди сягає 0,3 (див. рис. 1). Причиною такого елементного складу керогену II типу є особливості будови його продуцентів – вищих наземних рослин. Вони містять значну кількість поліароматичних фенольних структур, які відіграють роль каркасу, прикликаного компенсувати вплив гравітаційної сили, малопомітної у водному середовищі, за рахунок компенсації силою Архімеда.

В деяких випадках ОР керогену III типу на стадії діагенезу та початкових стадіях катагенезу проходить шлях глибокої трансформації в окисному середовищі верхніх сантиметрів ґрунту, після чого повторно седиментується у вигляді ґрунтового гуміну та частинок типу інертениту (Тиссо, Вельте, 1981). Саме з цієї причини деякі зразки керогену III типу виходять за границі, передбачені для цього типу діаграмою ван Кревелена.

Відповідно до первинного матеріалу, кероген типу III складено переважно з поліароматичних ядер, поєднаних етерними, але не естерними зв'язками. Ароматичні ядра містять численні карбоксильні, гідроксильні, кетонів та метоксильні групи, на утворення яких розподіляється значна частка кисню. Крім того, в структурі цього керогену виявлені аліфатичні довголанцюгові структури, які успадковані від ліпідів різної природи – тригліцеридів жирних кислот, ефірів вищих спиртів та жирних кислот (воску) тощо.

Цей тип органічної речовини часто трапляється в дельтових умовах і характеризується високим ступенем трансформації первинної речовини внаслідок впливу окисних умов під час транспортування рослинного матеріалу (Vandenbroucke, 2003). Лише найстійкіші хімічні складові наземної рослинності досягають області седиментації, і потрапивши туди, у дельтових умовах вони швидко перекриваються осадовими породами. За таких обставин слід припустити мінімальний вплив бактеріальної деструкції. Алканові структури ймовірно становлять невелику частину керогену III типу, що не дуже добре

корелюється із високопарафіновими сполуками, які генеруються цим типом III кероген у порівнянні з продуктами, що утворюються з керогену II типу.

Геохімічні дослідження промислових родовищ нафти, проведені в дельтових районах за останні десятки років, показали, що розсіяна органічна речовина, складена з керогену типу III, незалежно від того, пов'язана вона з гуміновим вугіллям чи ні, подібна до типу II, та являє собою однорідний і хімічно чітко визначений тип, на відміну від керогену I типу (Vandenbroucke, 2003).

Кероген III типу поширений в потужних осадових товщах континентальних окраїн та складає вагомую частку керогену нафтогазоносних басейнів України. Наприклад, за аналізом просторового поширення типів керогену в межах Дніпровсько-Донецької западини (Зеленко та ін., 2016), який здійснено на підставі даних термічного перетворення порід та піролізу методом “Rock-Eval” встановлено, що в досліджених зразках керна переважає кероген III типу, який, відповідно до існуючих класифікацій, утворений переважно із решток наземної рослинності та в палеоумовах континентальних окраїн і дельт.

Значну поширеність має кероген III типу в межах Південного нафтогазоносного регіону. Органічна речовина продуктивної майкопської світи, за даними (Павлюк, 2014; Крупський та ін., 2014), відповідає керогену III типу, має високий газо- і низький нафтоматеринський потенціал, насичена паліноморфами та складається як з органогенного фітопланктону, так і з алохтоної частини представленої спорами і пилом хвойних і вітринізованими частками рослинних тканин, а у верхній частині розрізу з'являється інертиніт.

В межах Західного нафтогазоносного регіону України цей тип керогену зустрічається не так часто, порівняно із іншими регіонами, переважно як компонент суміші з керогеном II типу, наприклад, в породах шипотської і спаської світ, які широко розповсюджені в межах Зовнішніх Карпат. Ці породи, будучи збагаченими розсіяною органічною речовиною, являють значний інтерес з точки зору їхнього нафтогенераційного потенціалу (Колтун, 2008).

Як зазначалось у попередніх розділах, для обрахунків нами використаний апарат формалізму Джейнса, застосування положень якого дозволяє встановити найбільш ймовірний розподіл атомарних груп та компонентів довільної системи у стані термодинамічної рівноваги для обраних термобаричних умов. Суть розрахунків полягає у встановленні випадковими числами початкових значень потенціалів кожного з елементів системи (C, H, O, N, S) та розрахунок мольних часток адитивних складових керогену визначених за (Любчак та ін., 2018) та газів, що перебувають з ним у рівновазі, методом максимізації ентропії. Такий розрахунок проводиться від 5000 до 10000 разів, після чого з одержаних результатів обирається той, що характеризується найменшим значенням енергії Гіббса. В такий спосіб ми реалізуємо метод Монте-Карло для багатокомпонентної системи, що перебуває в стані термодинамічної рівноваги.

Вихідними даними для розрахунків є елементний склад керогену III типу, а також температура і тиск, за яких відбувається його трансформація. Передбачається, що тривалість такої трансформації є достатньою для досягнення термодинамічної рівноваги, тобто час прямує до безмежності, а термобаричні умови є незмінними. Елементний склад отримано усередненням з декількох досліджень (Ungereret al., 2015; Behar, 2008; Тиссо, Вельте, 1981) із урахуванням даних (Helgeson et al., 2009). На розрахунок надходив такий склад (у мас. %): C – 73,77, H – 5,64, O – 17,45, N – 2,16, S – 0,98.

Пари температур та тисків, які відповідають зонам земної кори з різними тепловими потоками (обрано 40, 75 та 100 мВт/м²), відібрано за методикою та складеним емпіричним рівнянням, які детально описано у (Khokha et al., 2020).

Результатами обчислень є молярні частки 44 адитивних складових, які описують тверду фазу керогену III для кожної глибини до 20 км включно, та органічних і неорганічних індивідуальних речовин, а саме: H₂O, CO₂, H₂S, NH₃, CH₄, C₂H₆, C₃H₈, n-C₄H₁₀, i-C₄H₁₀, n-C₅H₁₂, i-C₅H₁₂, нео-C₅H₁₂. Крім мольних часток, сумою яких перевірялась точність та достовірність розрахунку, нами оцінювались важливі кумуляційні параметри всієї системи – загальна ентропія, енергія Гіббса, ентальпія, потенціали Планка для кожної атомарної складової.

Для порівняння розрахунків із фактичними даними по родовищах викопних вуглеводнів використана оцінка різноманіття ізомерних форм насичених вуглеводнів. Ми пропонуємо для оцінки здатності системи до утворення ізомерних форм алканів використати введений у цій роботі коефіцієнт розгалуження r , який обчислюється за формулою:

$$r = \frac{\sum_{i=2}^5 (i-1)v_i}{\sum_{i=2}^5 v_i}; \quad (19)$$

де v – мольна частка i -го компоненту, під компонентом мається на увазі індивідуальний алкан, а i – кількість розгалужень (у метані – 0, етан – 1, пропан – 2 і т.д.). Наприклад, коефіцієнт розгалуження для алканових радикалів в структурі керогену III типу, визначений за (19) графічно як функція глибини для всіх теплових потоків, виглядає так:

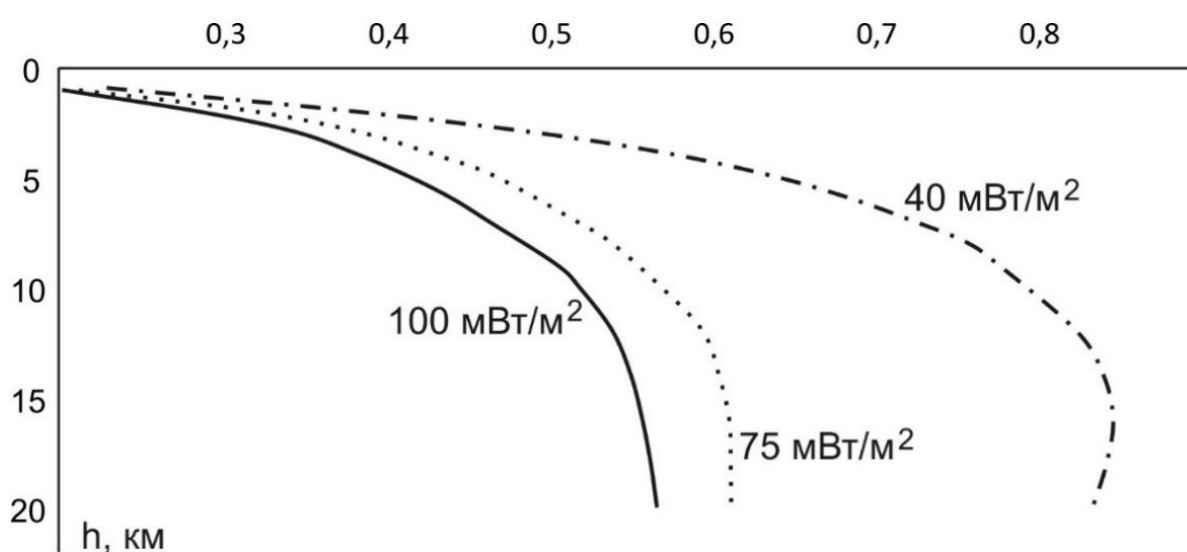


Рис. 6. Коефіцієнт розгалуження для твердої фази

Як свідчить аналіз рис. 6, із збільшенням глибини r монотонно зростає за виключенням ділянок мінімальної прогрітості, де на найглибших горизонтах спостерігається незначне зменшення його значення. Зростання r відповідає збільшенню кількості розгалужених форм алканів над нормальними

(нерозгалуженими). Ми вважаємо, що збільшення значення r свідчить про фосилізацію первинної ОР і підтверджує загальнотеоретичні міркування про спрямованість процесів трансформації керогену із зануренням, що опосередковано доводиться чисельними дослідями з його піролізу (Vandenbroucke, Largeau, 2007).

Водночас, тенденції зміни r у газо-рідинному флюїді, який перебуває, у термодинамічній рівновазі із керогеном, представленому у модельній системі рядом від метану до пентанів включно, вказують на зворотний процес, коли із зануренням коефіцієнт розгалуження швидко падає, як показано на рис. 7.

Поведінка алканів, яка ілюструється кривими на рис. 7, свідчить, вочевидь, про активний процес деполімеризації, який відбувається із зануренням внаслідок переважання фактору температури над тиском, як це припускалось вище. Винятком є ділянки найменшої прогрітості, де спостерігається незначна, але чітка інверсія в ділянці помірних глибин із максимумом 2 км.

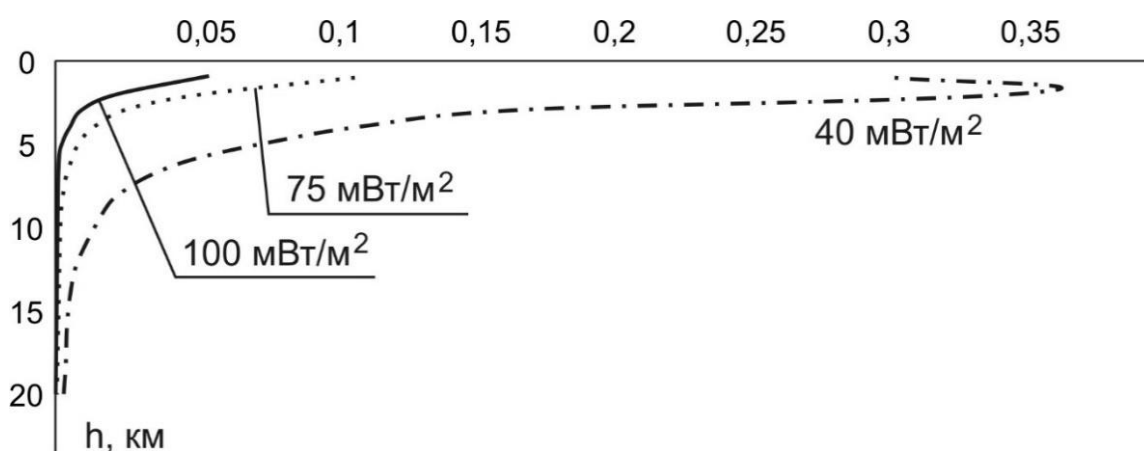


Рис. 7. Коефіцієнт розгалуження для газорідного флюїду

Важливим параметром, який визначає цінність та ймовірність знаходження у нафтоматеринських породах родовищ вуглеводнів, є здатність ОР в процесі трансформацій виділяти газ. Газогенеративну здатність ОР (G_2) визначаємо у $\text{нм}^3/\text{кг}$ органічної безводної маси керогену, та розраховуємо за формулою:

$$G_2 = \frac{V_m \cdot \sum_{i=1}^{12} v(i.k.)_i}{\sum_{i=1}^{44} M_i v(rad.)_i}, \quad (20)$$

де v – мольна частка компоненту, M_i – молярна маса i -го компоненту в г/моль, V_m – об’єм моля речовини у газовому стані (прийнято 22,4 дм³/моль), $i.k.$ – індекс, що відповідає індивідуальному компоненту системи, $rad.$ – індекс, що вказує на радикал з адитивної моделі за ван Кревеленом.

Результати визначення газогенеративної здатності керогену III типу для всіх теплових потоків за формулою (20) наведено на рис. 8.

З рис. 8 очевидно, що для всіх теплових потоків із заглибленням спостерігається незначне, але виражене зменшення газогенеративної здатності керогену III типу. Цей процес відповідає уявленням про «зрілість» керогену (Vandenbroucke, Largeau, 2007), зі зростанням якої відбувається карбонізація, втрата водню та, відповідно, зменшення здатності до продукування газоподібних вуглеводнів.

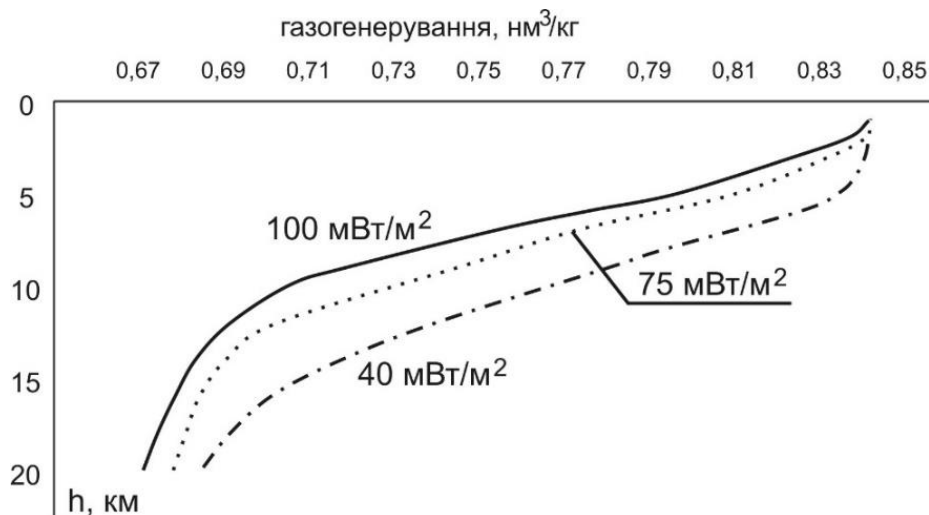


Рис. 8. Газогенеративний потенціал керогену III типу (за формулою 20) як функція глибини

Як зазначено в наших попередніх роботах (Хоха та ін., 2019а), моделювання трансформації ОР формалізмом Джейнса дає змогу достовірно визначати кількість води, яка перебуває у рівновазі із флюїдами та твердою фазою.

У початковому стані системи, який описується елементним складом та термобаричними умовами, нами не передбачається окремого введення мольної частки води. Тобто, обчислюється склад системи, яка спочатку являє собою лише безводний кероген III типу, що безмежний час перебуває в замкненій системі за певних тиску та температури. Вода, кількість якої обрахована за розробленою моделлю, є продуктом деструкції керогену III типу, тобто не йдеться про «мокрый» піроліз, або гідролітичне диспропорціонування, за Хелгесоном (Helgeson et al., 2009).

Подібно до алюмосилікатних порід із зануренням ОР виділяє воду, але цей процес, не є нескінченним, і при вичерпанні ресурсу водню генерування води речовиною керогену III типу припиняється за відношення вода/кероген $\approx 0,3$. Цілком логічно, що при більшому тепловому потоці в породних масивах відбувається швидша дегідратація ОР.

Для кількісного опису процесу генерування води матриксом керогену пропонується використати константу рівноваги дегідратації (Kd), яку визначаємо (Хоха та ін., 2021) як:

$$Kd = \frac{\nu_{H_2O} \cdot \nu_{-CH_3}}{\nu_{CH_4} (\nu_{-OH} + \nu_{-COOH})}, \quad (21)$$

де ν – мольна частка компоненту, а наявність в індексі символу «–» (наприклад $-CH_3$) вказує, що це адитивна складова керогену III типу. Ця константа описує складний хімічний процес, в якому прекурсорами утворення води є базові киснево-вмісні радикали (гідроксильна та карбоксильна групи), які за обраних термобаричних умов відщеплюються від макромолекули керогену із захопленням додаткового водню, джерелом якого є метан. Другим продуктом цієї реакції є метильна група (відповідно відбувається метилювання

керогенового матриксу). Графічно залежність десятичного логарифму константи дегідратації від глибини для розглянутих теплових потоків наведена на рис. 9:

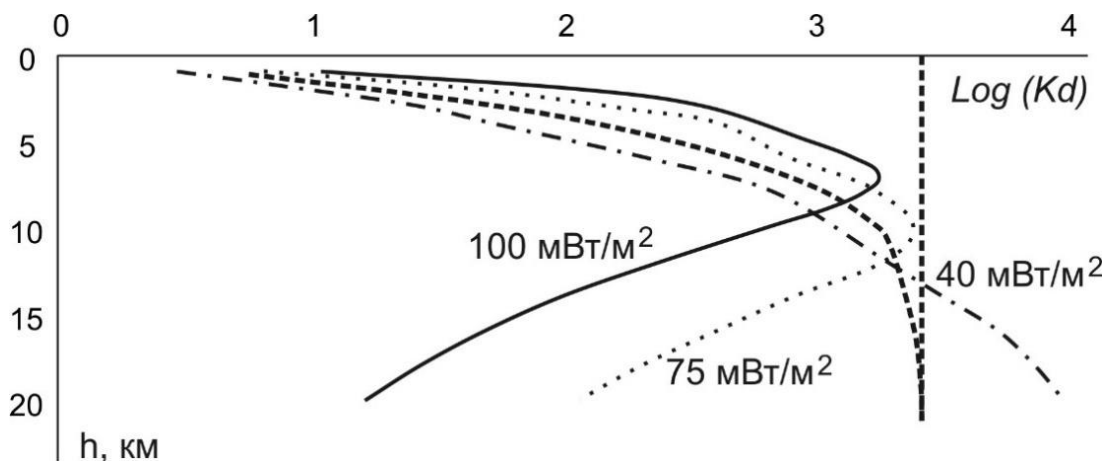


Рис. 9. Коефіцієнт дегідратації керогену, як функція глибини

Константа дегідратації демонструє складну залежність від глибини та теплового потоку. Загалом наявна тенденція до зростання значення Kd в діапазоні 6-10 км для всіх теплових потоків, що означає переважання процесу виділення води над її хімічним зв'язуванням. Після досягнення максимуму дегідратації при достатньому тепловому потоці відбувається зворотний процес, який пояснюється значним зростанням хімічної активності води на великих глибинах (Чекалюк, 1971) та полягає у перерозподілі водню та кисню між іншими компонентами системи, як флюїдним, так і твердою фазою. Винятком є слабкопрогріті зони, для яких подібна інверсія не спостерігалась. На рис. 9 також наведена штрихова лінія інверсії, яка обмежена асимптотою із значенням $Kd \approx 2500$ ($\text{Log } Kd = 2,4$).

Подібно до керогену III типу, описаному вище, було здійснено термодинамічне моделювання еволюції керогену I типу (див. рис. 1). Для моделювання еволюції керогену I типу обрано його склад з мінімальним ступенем перетворення, який позначено I-A.

Перший тип керогену серед усіх характеризується найбільшим початковим значенням співвідношення Н/С, яке перевищує 1,5 та малим ступенем окислення, яке представлено співвідношенням О/С та становить менше 0,1. Припускається, що цей тип керогену складається з матеріалу ліпідного походження, що підтверджується спектроскопічними методами досліджень, які фіксують наявність алканових структур (Vandenbroucke, Largeau, 2007; Ungerer et al., 2015; Тиссо, Вельте, 1981).

Відповідно до зростання вмісту насичених складників, зменшується вміст поліароматичних ядер та гетероатомних структур, насамперед кисневовміщуючих – гідроксильних, карбоксильних, естерних, етерних, фуранових тощо. Кисень концентрується переважно в естерних групах з малою хімічною активністю. Відповідно до високого вихідного співвідношення Н/С, екстракти та продукти піролізу багаті на довголанцюгові н-алкани, що мають довжину до 40 атомів вуглецю, без помітного непарного або навіть переважного характеру (Vandenbroucke, Largeau, 2007).

Припускається, що цей тип керогену сформовано внаслідок вибіркового накопичення морської біоти, що містить значну кількість ліпідів, або внаслідок невивчених процесів глибокої біологічної трансформації речовини. Припущення щодо походження спирались на вивчення мікробних біомаркерів, таких як каротан (Тиссо, Вельте, 1981). Всі автори вказують на відносно низьке поширення керогену типу І порівняно з іншими типами. За оцінками окремих авторів, родовища вуглеводнів сформовані керогеном І типу складають лише 2,7% від всіх разом взятих. В цілому, дослідники обережно ставляться до встановлення генезису цього типу керогену, дехто вважає його сумішню органічних речовин різного походження.

Подібно до керогену ІІІ типу, було здійснено обчислення рівноважного складу суміші керогену І типу (Любчак та ін., 2021), органічних та неорганічних газів та води, у визначеному раніше діапазоні термобаричних умов, що відповідали тим, які реалізуються в нафтогазоносних провінціях України.

В результаті отримано молярні частки 44 адитивних складових, які описують тверду фазу керогену I в діапазоні глибин 1-20 км, та органічних і неорганічних індивідуальних речовин (H_2O , CO_2 , H_2S , NH_3 , CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , $n\text{-C}_4\text{H}_{10}$, $i\text{-C}_4\text{H}_{10}$, $n\text{-C}_5\text{H}_{12}$, $i\text{-C}_5\text{H}_{12}$, $\text{neo-C}_5\text{H}_{12}$). Також визначались: загальна ентропія, енергія Гіббса, ентальпія, потенціали Планка для кожної складової.

На рис. 10 показана зміна енергії Гіббса системи кероген I типу/індивідуальні компоненти для теплових потоків в межах глибин 1–20 км:

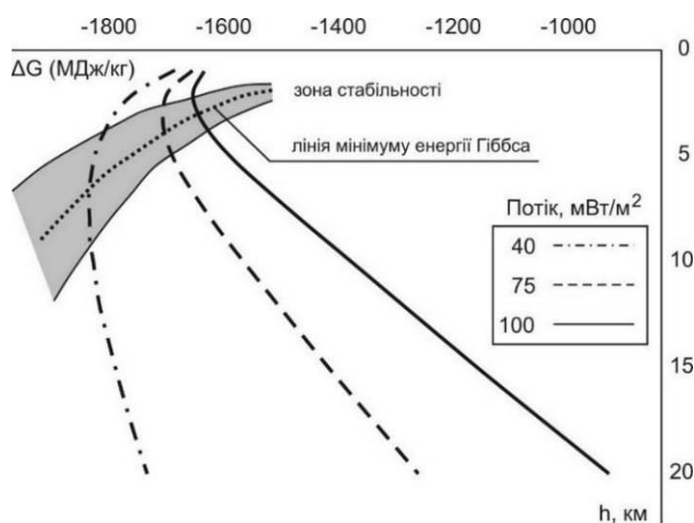


Рис. 10. Зміна енергії Гіббса системи I тип керогену/гази як функція глибини та теплового потоку

За аналогією з керогеном II типу енергія Гіббса розглянутої системи має монотонний характер з екстремумом в діапазоні глибин 2–7 км, якій свідчить про стабільність вуглеводневих систем саме в цьому діапазоні. На рис. 10 виокремлена зона стабільності (або консервації) систем кероген/гази та позначена лінія мінімуму енергії Гіббса, яка відповідає максимально термодинамічно «вигідними» умовам перебування системи. Подібно до керогенів II та III типу, аналіз динаміки зміни енергії Гіббса за глибиною для керогену I типу свідчить про наявність ділянки, яка відповідає дефініції «нафтового вікна», прийнятої в органічній геохімії.

Так само, як енергія Гіббса, залежність загальної ентропії системи кероген І типу/гази має монотонний зростаючий складний характер, який показано на рис. 11.

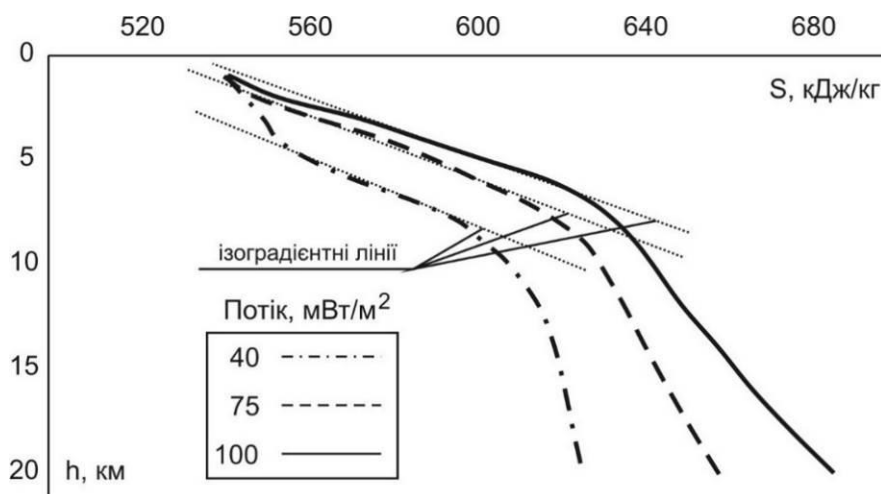


Рис. 11. Зміна енергії Гіббса системи І тип керогену/ газу як функція глибини та теплового потоку

Аналіз рис. 11 вказує на наявність ізоградієнтних ліній, однакових для всіх теплових потоків (на рис. 11 позначено пунктирними прямими однакового нахилу). Це явище потребує додаткового комплексного системного аналізу, зокрема геодинамічної ситуації в окремих регіонах, деталізації палеотемпературних градієнтів тощо.

Проведено аналіз співвідношення маси води, що генерується керогеном під час еволюції (автохтонної води) до маси залишкового керогену (твердої фази). Ця залежність показана на рис. 12.

Порівняно з асимптотою дегідратації керогену ІІІ типу, яка складає 0,3, у керогену І типу вона лише незначно перевищує 0,16. Це є очевидним наслідком малого початкового вмісту кисню у системі загалом та відомостей з будови керогену І типу, де засвідчено перебування кисню виключно в малоактивних естерних групах. Зауважимо, що цей результат одержано виключно моделюванням, без введення будь-яких припущень про будову фаз.

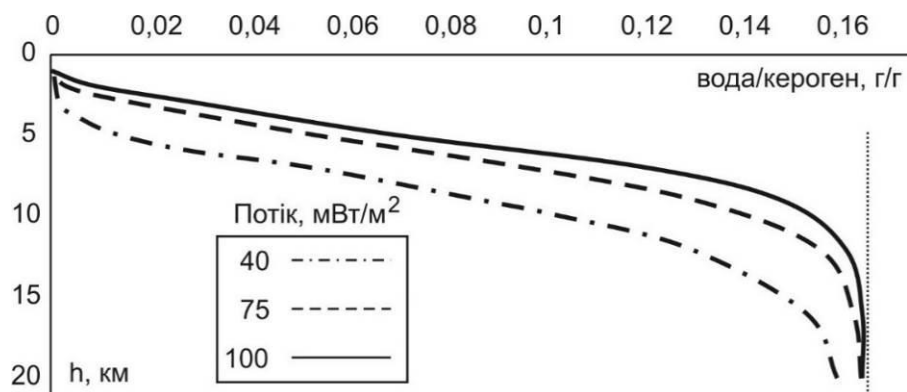


Рис. 12. Генерування води літобазою керогену І типу при зануренні до 20 км

З результатів розрахунків обрано сумарний вміст органічних газів, представлених гомологами метану до пентану включно, то проведено аналіз зміни їхнього сумарної частки зі зміною глибини, який ілюстровано рис. 13.

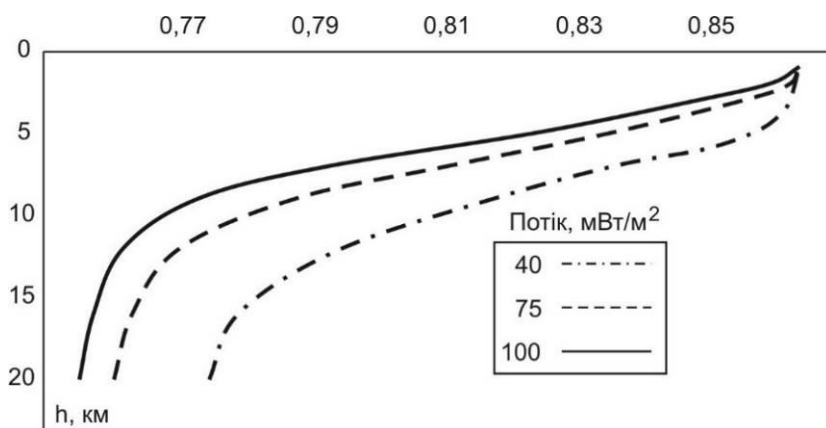


Рис. 13. Вміст органічних газів в рівновазі з керогеном І типу при зануренні до 20 км

Порівняно з всіма іншими типами ОР, у т.ч. керогенами, кероген І типу демонструє найбільшу частку органічних газів, що знаходяться у рівновазі з твердою фазою за результатами термодинамічного моделювання. За даними Б. Тиссо та Д. Вельте (Тиссо, Вельте, 1981) та інших дослідників, саме кероген І типу характеризується найбільшою генеративною здатністю, що пов'язано з особливостями його формування та вихідним матеріалом. Ці відомості, що

доводяться експериментами з піролізу керогену I типу, знайшли підтвердження і термодинамічним моделюванням.

За формулою (20) проведено обрахунок газогенеративного потенціалу керогену I типу, залежно від глибини встановлення рівноваги та теплового потоку. Результати цього розрахунку візуалізовано на рис. 3.63, а порівняння з керогеном III типу (рис. 14) свідчить про значно більший генеративний потенціал керогену I типу.

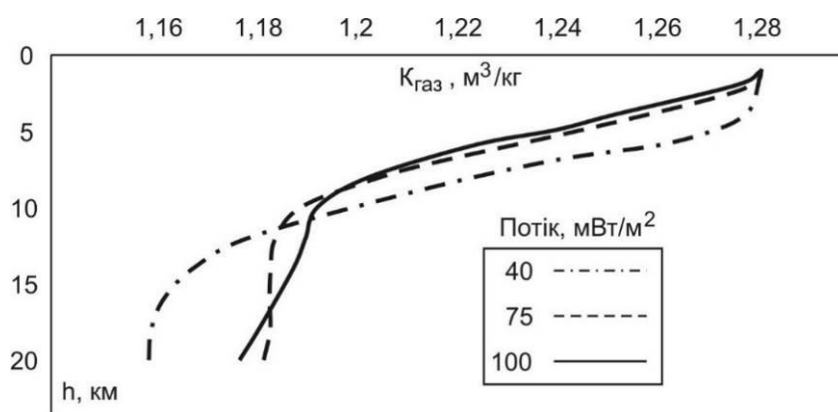


Рис. 14. Зміна газогенеративного потенціалу керогену I типу як функція глибини та теплового потоку

Для оцінки пропорційного складу вуглеводневих газів обчислено коефіцієнт жирності газової фази, який являє відношення суми вуглеводнів від етану до пентану, включно із ізомерами, до метану. Коефіцієнти жирності газів, що генеруються керогеном I типу, як функція глибини та теплового потоку наведено на рис. 15.

Як свідчить рис. 15, із зануренням коефіцієнт жирності спочатку стрімко зростає, що свідчить про збільшення пропорційного вмісту алканів, важчих за метан. Це зростання сягає максимуму в межах 2-3 км для всіх розглянутих теплових потоків, після чого так само стрімко коефіцієнт жирності зменшується. Для менших значень теплових потоків ця закономірність виражена більш очевидно, проте вона справджується у всьому діапазоні.

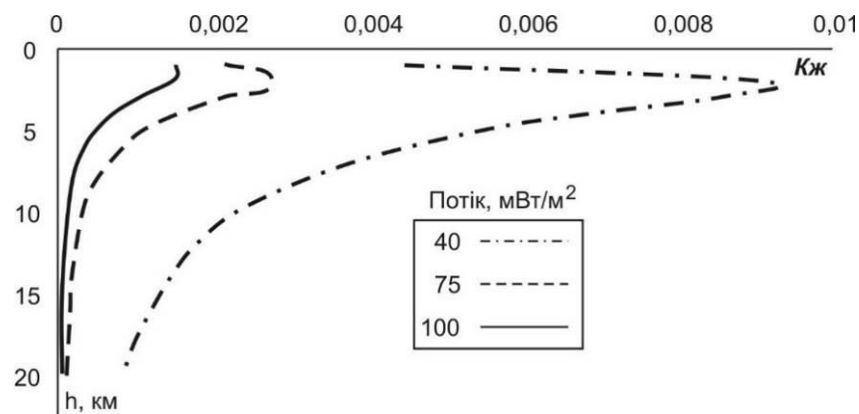


Рис. 15. Коефіцієнт жирності газів, що генеруються керогеном І типу, як функція глибини та теплового потоку

Очевидним є відповідність максимуму коефіцієнта жирності нафтовому вікну та іншим параметрам системи кероген І типу/гази, що розглянуто вище.

2.3. ВИЗНАЧЕННЯ ТЕМПЕРАТУРИ ТРАНСФОРМАЦІЇ ТА ГАЗОГЕНЕРАЦІЙНОГО ПОТЕНЦІАЛУ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ ОСАДОВОГО ШАРУ ЗАХІДНОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

Шлях вуглеводнів від зони утворення до покладу супроводжується еволюційними змінами у їхній концентрації, як абсолютній, так і у відносних значеннях. Ці зміни, зафіксовані у кінцевому складі природних вуглеводнів, відображають різноманітні процеси диференціації. Для термогенних газів, що утворюються в гірській породі з розсіяної органічної речовини, можна передбачити три можливі джерела генерування: газ, що утворюється з керогену в процесі генезису нафти, пізнє генерування газу зі «зрілого» керогену (це переважно метан) та газ, що утворюється при термічній деградації нафти (Тиссо, Вельте, 1981; Prinzhofer et al., 2000). Вже на стадії утворення кожна з газових сумішей характеризуватиметься своїми особливостями складу, з огляду на відмінності у вихідному матеріалі.

У подальшому газу мігрують в напрямку градієнту тиску, що неодмінно призводить до сегрегації, характер якої залежить від низки параметрів – фільтраційних якостей породи, наявності води, швидкості руху та температури. Якщо поклад залягає неглибоко, на склад газу може вплинути метан бактеріального походження. З моменту акумуляції газу у покладі починається процес зміни його компонентного складу, який керується законами термодинаміки і спрямований на досягнення термодинамічної рівноваги, тобто максимальної ентропії при мінімальній енергії Гіббса для всієї системи. Таким чином, можна прийняти, що склад газу родовищ викопних вуглеводнів одночасно віддзеркалює динамічні зміни геологічної обстановки під час їхнього утворення та статичні зміни хімічного складу після акумуляції в покладі (Хоха, 2014).

Найперше завдання – відібрати ті геохімічні характеристики природного газу, які демонструють кореляцію із умовами утворення, накопичення або міграції вуглеводнів. Якщо не враховувати інформативність ізотопного складу по Карбону та Гідрогену (Дейтерію) вуглеводневих компонентів цього газу, то на розгляді залишаються 5 незалежних змінних – концентрації алканів від метану до бутану, включно із двома ізомерними модифікаціями останнього. Ми свідомо не враховуємо концентрації трьох ізомерних модифікацій пентану, з огляду на малу кількість даних щодо його вмісту в природньому газі. Незалежні змінні можуть комбінуватись за різними відношеннями, як тими, що вже згадані вище (вологість газу) так і іншими.

Численні експерименти з піролізом керогену у закритих системах продемонстрували деякі залежності, які можуть бути використані як геохімічні критерії, що описують його еволюцію в контексті утворення природного газу. Оскільки прийнято, що основним джерелом викопних вуглеводнів за «органічною теорією» є саме кероген (Тиссо, Вельте, 1981; Vandenbroucke, Largeau, 2007), дані щодо піролізу інших природних органічних сполук, таких як гумінові кислоти чи бітуми, не приймались до уваги.

Нагрівання керогену в ізолюваному від зовнішнього середовища просторі (піролізі) багато десятиліть використовується для швидкого моделювання його перетворень в осадовій товщі. Слід, однак, мати на увазі, що безпосередня екстраполяція результатів піролітичних дослідів на природні феномени неможлива з огляду на значні відмінності в умовах, особливо щодо температури та тривалості. Виведення кількісних закономірностей з піролітичних дослідів здається сумнівним, однак, вони можуть демонструвати загальні тенденції у змінах геохімічних показників природного газу відповідно до зміни геологічної ситуації. Натомість, термодинамічні розрахунки для простих систем можуть надавати достатньо точні відомості щодо складу хімічної системи (Хоха, 2014). На використання методів рівноважної термодинаміки значне обмеження накладає вимога щодо встановлення рівноваги в системі, бо лише за цієї умови розрахунки будуть збігатись із дослідом. Ми вважаємо, що природний газ у покладі є достатньо ізолюваним від зовнішнього впливу, перебуває у пастці тривалий час і на нього впливають лише термодинамічні умови (температура та тиск) та матеріал керогену, що знаходиться із ним у контакті.

Щодо часу перебування, то більшість родовищ газу та газоконденсату Більче-Волицької нафтогазоносною провінції знаходяться у зовнішній зоні Передкарпатського прогину в товщах верхньоміоценових моласс (тортон, сармат) та, подекуди, в породах крейди, юри та девону. Таким чином, пастка наймолодшого віку у Більче-Волицькій нафтогазоносній провінції датується віком 7,25 млн.р. Найстаріша пастка зафіксована в породах нижнього та середнього девону (Локацьке газове родовище) – її вік більший за 385 млн. років. Нафтові родовища зосереджені переважно в межах Бориславо-Покутської нафтогазоносною провінції, за виключенням Коханіського та Лопушнянського родовищ. Практично всі вони залягають у породах палеогену, разом із газоконденсатними, нафтогазовими, газонафтовими та нафтогазоконденсатними родовищами (Крупський, 2001). Такий значний вік продуктивних горизонтів передбачає,

загалом, надзвичайно тривалий час перебування вуглеводнів в умовах відносної ізоляції, що може бути підставою для твердження про досягнення стану, близького до термодинамічної рівноваги.

Тепловий потік в межах Західного нафтогазоносного регіону коливається у межах 60-70 мВт/м²; поклади газу розміщені на глибинах ≈ 1000 м, тоді як газоконденсатні та інші типи родовищ, що містять значну частку важких алканів, виявляються в межах 1000–3000 м, а нафтові – до 4000 м і глибше (Іванюта, 1998). Температури для цих глибин (взято усереднений тепловий потік 65 мВт/м²) знаходяться в межах 38–108 °С. Чим вища температура у замкненій системі, тим швидше вона досягає стану термодинамічної рівноваги. Таким чином, сумарний вплив достатньо високих температур та тривалого часу зсуває геохімічну систему газ/кероген у стан рівноваги і дає нам можливість використовувати методи рівноважної термодинаміки для опису її кількісних характеристик та загальних тенденцій в перерозподілі атомів між окремими компонентами.

Із збільшенням термічної «зрілості» газу закономірно збагачуються метаном. Цей факт підтверджено як дослідним шляхом, так і термодинамічними розрахунками (Хоха та ін., 2019b). Рівень збагачення метаном визначається «сухістю» газу, яку визначають різними способами – відношенням вмісту метану до суми алканів від C₁ до C₅ включно, або обчисленням відношення вмісту метану лише до етану (C₁/C₂), яке за даними деяких досліджень (Prinzhofer et al., 2000) надає еквівалентну інформацію і легко корелюється з іншими геохімічними співвідношеннями. Незважаючи на розповсюдженість цього критерію, на його значення можуть впливати окремі постгенетичні явища – забруднення бактеріальним метаном у покладі, розділення під час міграції тощо. Експерименти з піролізом показали, що із зростанням «зрілості» монотонно зростає відношення ізомерної форми бутану до нормальної (i-C₄/n-C₄). Крім зазначених відношень, для аналізу перетворень вуглеводневих сумішей в ході їхньої еволюції використовують вологість газу,

відношення етану до пропану (C_2/C_3), етану до ізобутану ($C_2/i-C_4$), метану до суми ізомерів бутану (C_1/C_4) та інші.

Серед перерахованих геохімічних критеріїв особливу увагу привертає відношення ізомерних форм бутану $i-C_4/n-C_4$. Численні дослід з піролізу керогену засвідчили, що його значення монотонно зростає із збільшенням вологості газу (тобто інтенсивності генерування метану на одиницю маси керогену). Причиною цього явища з точки зору кінетики є відмінності в енергіях активації бутану та ізобутану, а з позицій рівноважної термодинаміки – відмінності в їхніх термодинамічних похідних. Загалом можна стверджувати, що співвідношення $i-C_4/n-C_4$ для природного газу є надійним показником «зрілості», тоді як на коефіцієнти вологості та сухості впливають як зрілість, так і міграція вуглеводнів (Prinzhofer et al., 2000, Wood, Sanei, 2016).

Тенденції в зміні значення $i-C_4/n-C_4$ відносно до нормалізованого вмісту метану добре ілюструються даними з тих нафтогазових басейнів, де геологічна будова виключає фактор диференціації при міграції. Прикладом може бути склад газу Mississippian Barnett Shale в Техасі (США) (Wood, Sanei, 2016), дані для якого наведені на рис. 16:

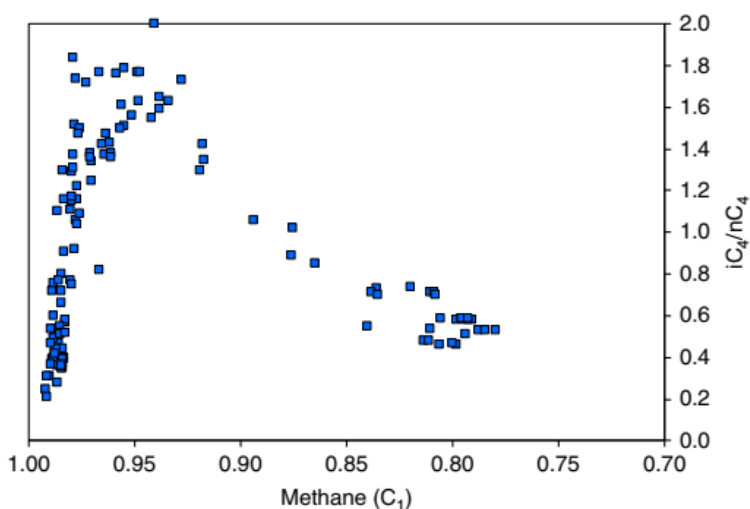


Рис. 16. Залежність коефіцієнту $i-C_4/n-C_4$ від нормалізованого вмісту метану для басейну сланцевого газу Barnett Shale в Техасі (Wood, Sanei, 2016)

На рис. 16 показано дві основні тенденції зрілості: в ділянці меншої термічної зрілості, на ранніх стадіях нафто- та газогенерування, пропорція $i-$

$C_4/n-C_4$ зростає одночасно, із ростом вмісту метану, концентрація якого і відображає ступінь «зрілості». Під час подальшого збільшення «зрілості» (за теорією органічного походження, це вікно пізньої газогенерації) співвідношення $i-C_4/n-C_4$ помітно та різко зменшується із подальшим зростанням кількості метану. Зростання значення $i-C_4/n-C_4$ при меншій термічній «зрілості» пояснюють особливостями деструкції керогену, нафти або бітумів на цій стадії. Вважається, що зміна тенденції при подальшому зростанні вмісту метану (понад 95 %) спричинюється вторинними процесами термолізу вже утвореного газу, при якому деструкція ізомерної форми бутану відбувається швидше, ніж нормальної. Таким чином, кероген не бере участі в другій стадії газогенерування.

Досліди з піролізу керогену (Prinzhofer et al., 2000; Wood, Sanei, 2016) впевнено корелюються із тенденцією зростання пропорції $i-C_4/n-C_4$ одночасно із ростом концентрації метану. Втім, тенденції до подальшого зменшення $i-C_4/n-C_4$ при збільшенні вмісту метану понад 95 % дослідники не спостерігали. Причиною цього слід вважати досягнення стану, близького до рівноважного, в закритих піролітичних системах. Ця рівновага встановлюється між газовими компонентами, які представлені вуглеводнями алканового ряду і неорганічними сполуками та залишком керогену. Якщо це твердження відповідає дійсності, то аналогічні тенденції мають реалізовуватися при термодинамічному моделюванні подібних систем.

З метою проведення такого моделювання нами обрана система, яка складається з керогену II типу та газових компонентів – алканів від метану до пентану включно, вуглекислого газу, води, сірководню та аміаку. Кероген II типу обрано з огляду на його розповсюдженість, вуглеводневі компоненти важчі за пентан, у розрахунок не вводились. Для обчислень обрано три зони прогрітості, які характеризують тепловими потоками 40, 75 та 100 мВт/м².

Результати, одержані при термодинамічному моделюванні, задовільно збігаються із дослідями з піролізу керогену. На рис. 17 показано залежність

коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ від вмісту метану, поданого у мольних долях, а на рис. 18 той самий коефіцієнт в одиницях моль/моль віднесено до виходу метану з керогену в ммоль/г.

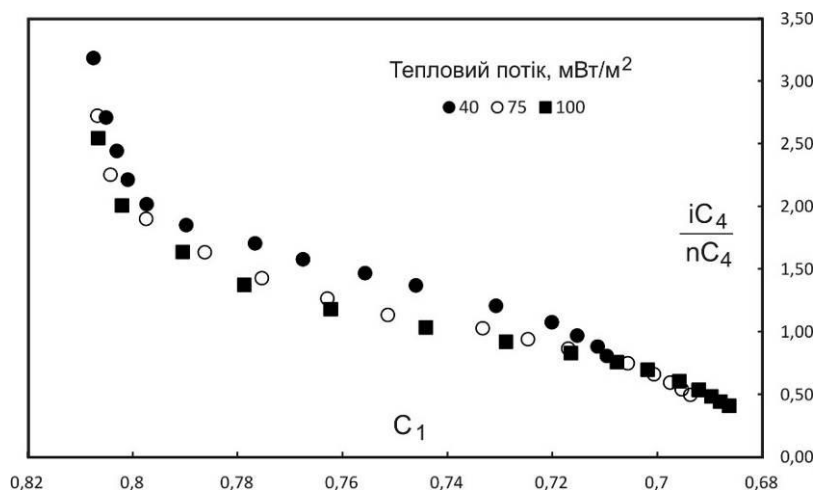


Рис. 17. Залежність коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ (моль/моль) від нормалізованого вмісту метану (моль) за результатами термодинамічного моделювання

Побудова рис. 18 саме в таких одиницях зроблена для порівняння з експериментальними даними з (Prinzhofer et al., 2000), яке засвідчила однаковість тенденцій із певними відмінностями в числових значеннях. Так, діапазон значення коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ в досліді та в результатах моделювання збігаються з високою точністю і обмежуються значеннями 0,4 – 3,2 (так само, як і на рис. 17), тоді як в досліді цей діапазон становить 0,3 – 3,4. Водночас об'єми метану, які генеруються з 1 г керогену, в досліді є принаймні вдвічі меншими за дані, одержані при термодинамічному моделюванні.

Очевидною причиною цієї відмінності є припущення про стан термодинамічної рівноваги. Розрахунки (Хоха та ін., 2019а) показали, що при його досягненні практично весь Гідроген та Оксиген переходять у газову фазу із формування вуглеводневих та неуглеводневих сполук. Дослід триває обмежений час і демонструє лише тенденцію наближення до такого стану. За результатом порівняння досліді та розрахунків робимо висновок про однаковість тенденцій

та відповідність тенденції зростання коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ по мірі збільшення виходу метану.

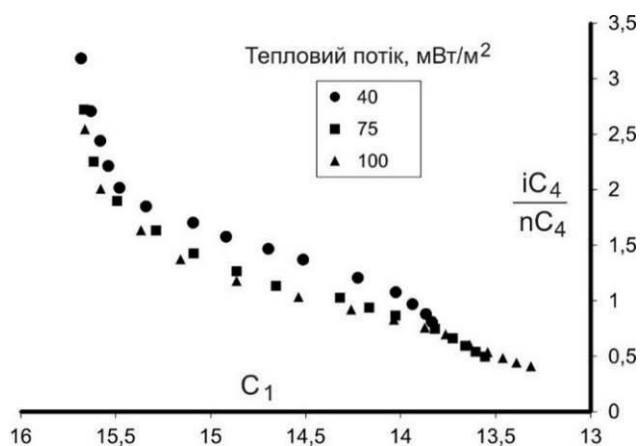


Рис. 18. Залежність коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ (моль/моль) від виходу метану з керогену (ммоль/г) за результатами термодинамічного моделювання

Крім вищенаведеної закономірності, коефіцієнт $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ демонструє монотонну залежність від рівноважної температури (рис. 19). Різниця між значенням коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ для різних теплових потоків значущі лише в ділянці між 90 та 300 °C; з подальшим зростанням температури відмінності нівелюються.

Рис. 19 дає змогу за співвідношенням ізомерів бутану встановити рівноважну температуру утворення системи газ/кероген в покладах, за умови припущення, що кероген є в контакті з газом.

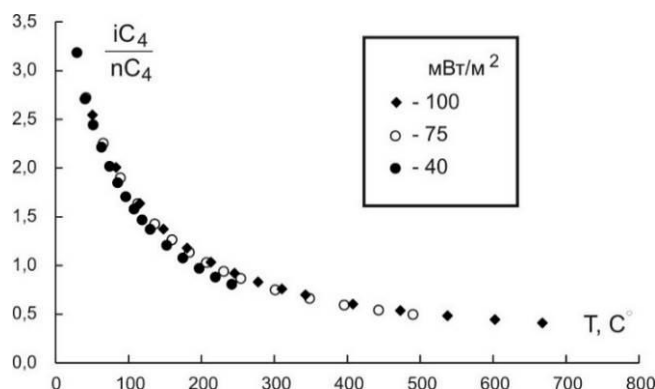


Рис. 19. Залежність відношення $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ від рівноважної температури

Щоб перевірити це припущення, нами обрані родовища газу, газоконденсату, нафти, а також нафтогазові, газонафтові, та нафтогазоконденсатні родовища Західного нафтогазоносного регіону (Іванюта, 1998), для яких є відомості щодо вмісту ізомерних форм бутану у газовій фазі, у т.ч. розчинених газах нафтових родовищ. Загалом, такі дані виявлені для 61 родовища, з яких 2 було виключено з огляду на екстремально малі значення коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$, для яких неможливо знайти відповідності за термодинамічним моделюванням. Таким чином, в розрахунок включено 59 родовищ. Для багатопластових покладів значення концентрацій ізомерних форм бутану усереднилися і їхній розподіл показано на рис. 20.

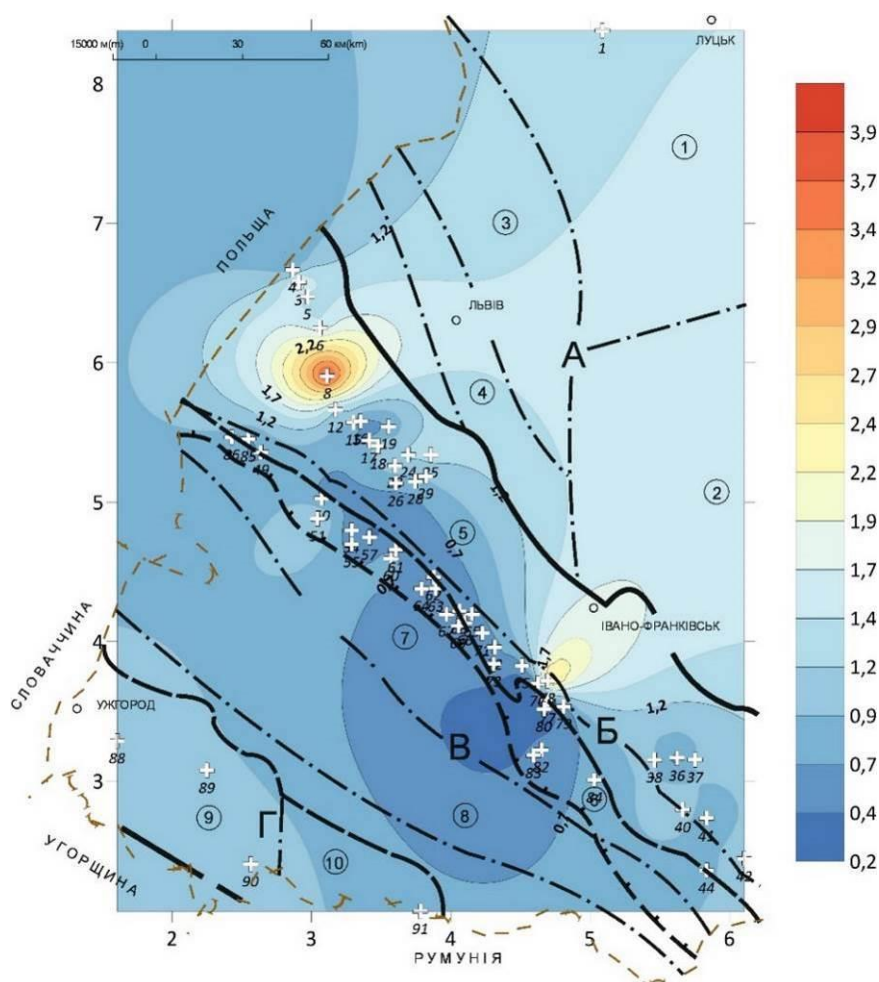


Рис. 20. Розподіл значень коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ на території Західного нафтогазоносного регіону

Спираючись на дані з рис. 19 та 20, за відношенням $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ вираховані рівноважні температури утворення для двох теплових потоків – 75 та 100 мВт/м² (рис. 21).

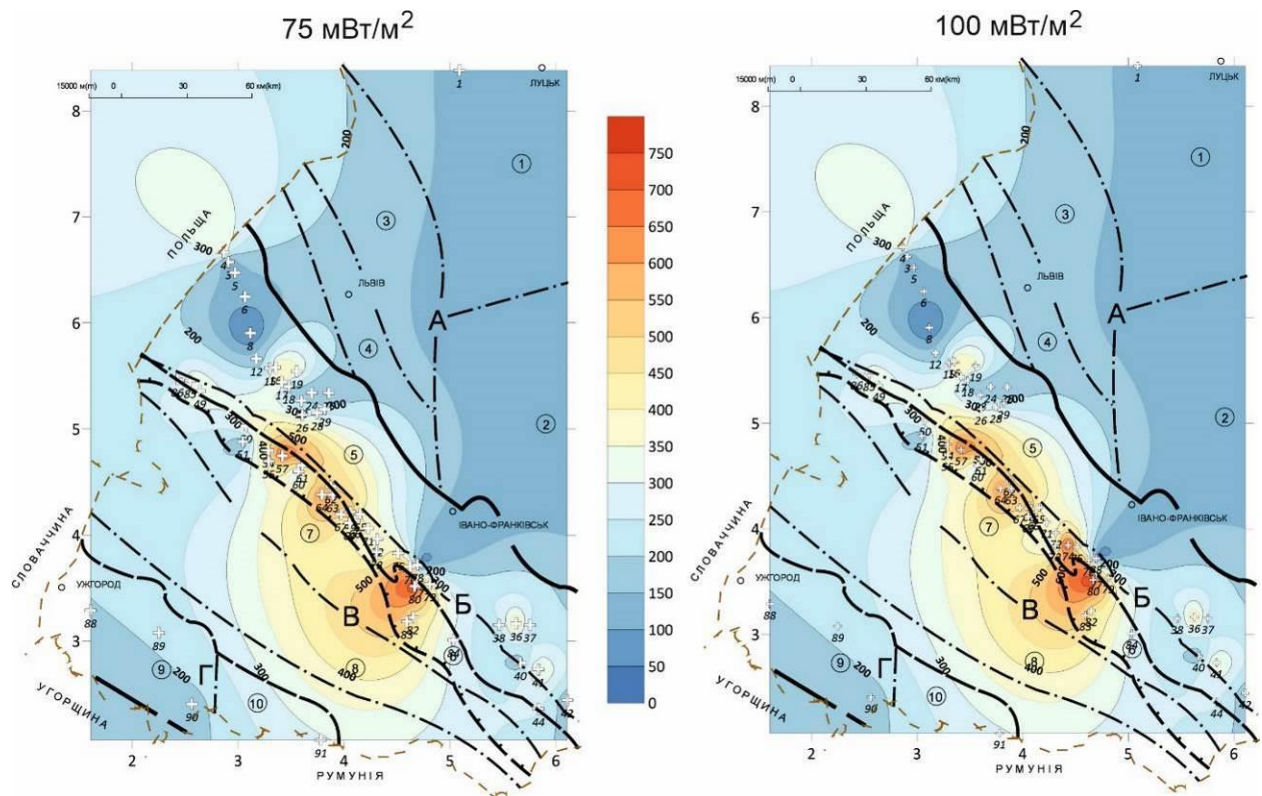


Рис. 21. Розподіл рівноважних температур утворення газів вуглеводневих родовищ Західного нафтогазоносного регіону за відношенням $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$

Розподіл рівноважних температур утворення газів вуглеводневих родовищ Західного нафтогазоносного регіону (рис. 21) демонструє певні закономірності. Насамперед чітко виокремлюються ділянки з високими значеннями рівноважних температур (400–600 °C), зосереджені у Бориславо-Покутському нафтогазоносному районі, у той самий час газові родовища Більче-Волицького нафтогазоносного району характеризуються меншими показниками, які практично не перевищують 400 °C. Така закономірність спостерігається на обидвох моделях, як для 75, так і 100 мВт/м², і незначно змінюється при виборі теплового потоку.

Дві ділянки з найбільшими значеннями рівноважної температури (див.рис. 21) з достатньою точністю репрезентують розташування перетинів

регіональних розломів – Самбірсько-Надвірнянського з Тячівсько-Надвірнянським в районі м. Надвірна та Судово-Вишнянського з Самбірсько-Надвірнянським (Крупський, 2001). Водночас картосхеми полів рівноваги для цього регіону, обчислені за припущеннями про синтез вуглеводнів в умовах астеносфери Землі, демонструють подібну закономірність із зміщенням центрів температурних максимумів у північно-західному напрямку (Хоха, 2014).

Визначення газогенеративної здатності керогену Західного нафтогазоносного регіону України

Здатність органічної речовини, розсіяної в осадових породах, до безкисневої деградації з утворенням низькомолекулярних вуглеводнів є визначальною в поясненні генезису викопних вуглеводнів з позицій «органічної» теорії. Можливість кількісної оцінки цієї здатності розширює спектр геохімічних методів визначення нафтогазоносного потенціалу окремих порід та породних комплексів. Так, методи, що базуються на піролізі органічної речовини в породах, насамперед серія досліджень Rock-Eval, увійшли у загальну практику при оцінці здатності порід до генерації нафти та газу (Тиссо, Вельте, 1981).

Вирішення прямої задачі – визначення кількості вуглеводнів, яка потенційно генерується керогеном порід, являє собою відносно нескладну процедуру. Вона полягає у нагріванні зразку масою приблизно 100 мг в пристрої для піролізу, який підключено до детектора іонізації полум'я (ДІП). Вимірюється низка параметрів, таких як S_1 , S_2 , S_3 і T_{\max} .

Обернене завдання – встановлення кількості керогену, задіяного в утворенні родовища природних вуглеводнів є складнішим. Один з варіантів виконання такого дослідження – вилучення керогену з продуктивних горизонтів, дослідження його елементного складу та визначення ступеня зрілості за принципами, закладеними ван Кревеленом. Виходячи з ступеня перетворення первинного органічного матеріалу від незрілого гуміну до керогену певного складу, можна теоретично вирахувати масу вуглеводнів,

утворених в процесі його катагенезу. Щодо компонентного складу генерованої в такий спосіб суміші, то судження про нього виносяться за результатами палеорекоonstrukції умов утворення та концентрування продуктів дегенерації керогену, насамперед глибини, як визначального фактору температурного впливу. Фактор тиску при цьому ігнорується, як невизначальний, що не є коректним, як було показано нашими попередніми дослідженнями (Хоха та ін., 2019с).

Зрозуміло, що вилучення достатньої кількості керну для ізолювання з нього керогену із подальшим його вивченням, є складною та вартісною процедурою. Звідси випливає потреба в створенні методу опосередкованого розрахунку кількості керогену, необхідного для утворення природних вуглеводнів у спосіб деструкції керогену.

Основою для розрахунку кількості газу, який згенеровано керогеном, є дані про газові, газоконденсатні та нафтові родовища Західного нафтогазоносного регіону України (ЗНРУ), зібрані в 4–5 томах атласу родовищ нафти і газу України (Іванюта, 1998). Нами відібрано та внесено у зведену таблицю відомості про хімічний склад газів газоконденсатних та газових родовищ, та про вільні і розчинені гази нафтових родовищ регіону. Основним критерієм відбору була наявність даних про вміст метану та ізомерів бутану, кожного окремо.

Для аналізу перетворень керогену в осадових товщах із генеруванням низькомолекулярних вуглеводнів, який базується на дослідженнях хімічного складу суміші таких сполук, різними авторами протягом десятиріч пропонувалась маса критеріїв. Кожен з них робить свій внесок в розуміння процесів, що супроводжують деструкцію керогену під впливом термобаричних чинників. Найбільш вагомі з них наочно зводяться в діаграму (рис. 22), названу авторами GASTAR (Prinzhofer et al., 2000).

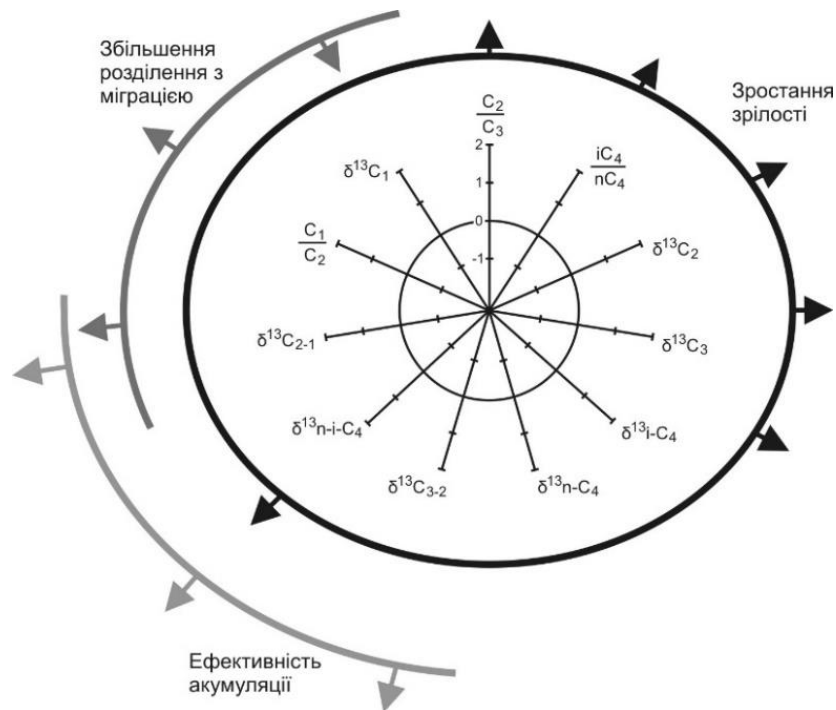


Рис. 22. Діаграма геохімічних критеріїв перетворення керогену GASTAR

При формуванні діаграми GASTAR її автори проаналізували низку геохімічних параметрів, з яких 11 було відібрано для візуальної інтерпретації трьох базових характеристик деструкції керогену – зрілість, ефективність акумуляції та збільшення розділення з міграцією, яка призводить до зміни початкового складу газів на сучасний внаслідок адсорбційно-фільтраційних процесів. Серед них, як показано на рис. 22, наявні співвідношення C_2/C_1 , C_2/C_3 , $i-C_4/n-C_4$, крім того оцінюється вміст окремих ізотопів – $\delta^{13}C_1$, $\delta^{13}C_2$, $\delta^{13}C_3$, $\delta^{13}i-C_4$, $\delta^{13}n-C_4$, $\delta^{13}C_2-\delta^{13}C_3$, $\delta^{13}n-C_4-\delta^{13}i-C_4$, та $\delta^{13}C_2-\delta^{13}C_1$; три з них пов'язані з ефективністю накопичення (три останні різниці коефіцієнтів ізотопних співвідношень), а три - з відстанню, що подолана при міграції (всі параметри включають метан).

Спосіб, в який побудована ця діаграма типу «зірка» не є новим; він раніше застосовувався для опису фракції C_6-C_{18} при геохімічному аналізі складу нафти (Magnier, Нус, 1995), і у випадку GASTAR модифікований для природного газу. Він дозволяє за наявності відповідних вимірів розрізняти гази різного

походження та інтерпретувати фізико-хімічні процеси, що впливали на природний газ в процесі його еволюції.

Вимірювання ізотопних співвідношень вуглецю газів родовищ ЗНРУ ніколи не здійснювалось систематично, а більшість літературних даних характеризують лише метан $\delta^{13}\text{C}_1$. Тому, незважаючи на інформативність комплексу геохімічних параметрів GASTAR у цілому, ми обмежились лише даними про хімічний склад, які систематизовано в достатній кількості для аналізу та побудови картосхем інтерполяційними методами. Таким чином, для досягнення поставленої мети нами вираховувались такі параметри: насамперед відношення ізомерів бутану $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$, відношення вмісту метану до етану (C_1/C_2) та етану до пропану (C_2/C_3), а також альтернативний параметр – відношення етану до ізобутану ($\text{C}_2/i\text{-C}_4$).

Останній показник нечасто використовується в аналізі перетворень керогену, втім він дає змогу оцінити один з двох основних трендів, за яким може відбуватись перетворення системи газ/кероген – це дозрівання (на рис. 23 позначено як «Зрілість») або біодеградація (Prinzhofer et al., 2000). Встановлення тренду проводиться на діаграмі у безрозмірних одиницях, де на осі ординат відкладено відношення етану до пропану (C_2/C_3), а на абсцисі – етану до ізобутану ($\text{C}_2/i\text{-C}_4$), як показано для родовищ ЗНРУ на рис. 23.

Принцип, на якому засновані тренди біодеградації та дозрівання, базується на тому, що кількість ізобутану $i\text{-C}_4$, який утворюється в процесі дозрівання зростає швидше, ніж пропану за ідентичних умов, що підтверджується низкою експериментів зі штучного «дозрівання» керогену в лабораторних умовах. Натомість, в процесі біодеградації пропан та н-бутан, який не оцінювався в цій роботі, швидше розкладаються до легших сполук, порівняно із ізобутаном.

Аналіз рис. 23 засвідчує, що переважна більшість родовищ Західного нафтогазоносного регіону розвивалась в напрямку дозрівання і лише невелика група газових покладів демонструють біодеградаційний шлях.

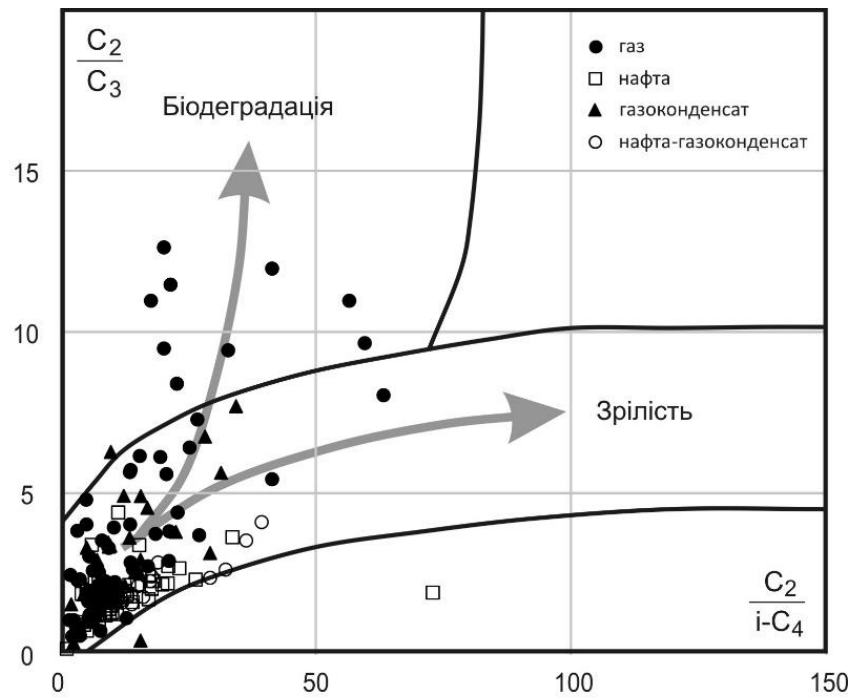


Рис. 23. Тренди перетворень системи керовен/газ для родовищ ЗНРУ

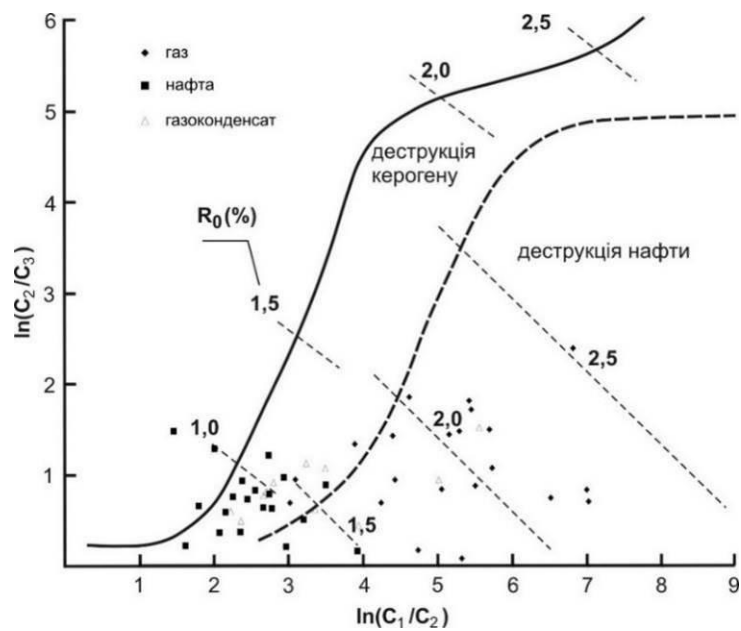


Рис. 24. Діаграма шляхів утворення газів родовищ ЗНРУ за співвідношенням метану, етану та пропану в їхньому хімічному складі

З метою оцінки шляху генезису газів ЗНРУ нами побудовано графік залежності двох геохімічних показників – відношення метану до етану (C_1/C_2) та етану до пропану (C_2/C_3) у зручній логарифмічній формі (рис. 24).

За даними (Li et al., 2017), що спираються на дослідження масиву фактичного матеріалу, співвідношення метану, етану та пропану у викопних газах утворюють певні області значень, які віддзеркалюють первинний матеріал, з якого утворювався газ. Точніше, це індикатор шляху генезису, адже газ, що утворився при деструкції нафти, є вторинним, а його першоджерело – розсіяна органічна речовина, переважно у формі керогену (Тиссо, Вельте, 1981).

Два типи газів мають різні особливості утворення: C_2/C_3 газу піролізу нафти швидко зростає на ранній стадії і залишається стабільним на пізній, в той час як C_2/C_3 газу, що виокремлюється при деструкції керогену, демонструє тенденцію зміни темпів зростання із їхнім прискоренням. Така різниця ймовірно пов'язана із відмінністю в хімічній будові нафти та керогену, відповідно – енергією активації, необхідною для їхнього крекінгу або деградації.

Таким чином, рис. 24 дозволяє диференціювати гази, утворені безпосередньо при деструкції керогену в процесі його катагенезу та гази, що згенеровано у складніший шлях – тобто через утворення первинної нафти. З рис. 24 випливає, що частину газових родовищ ЗНРУ утворено внаслідок перетворення органічного матеріалу покладів нафти, що існували колись, або існують зараз на більших глибинах, де перебувають під впливом деструктивного температурного фактору, який недостатньо скомпенсовано консолідуючим впливом тиску. Водночас, газоконденсатні родовища ЗНРУ, за малим виключенням, належать до групи сформованих внаслідок первинної деструкції керогену. Це дозволяє припустити наявність потужного теплового потоку, який сприяв реалізації такого шляху перетворень первинного матеріалу.

Базисом для визначення кількості керогену необхідного для формування родовищ вуглеводнів ЗНРУ є відомості про відношення кількості (об'ємних відсотків) ізобутану до бутану, із урахуванням вмісту метану. Використання співвідношення $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ природного газу як надійного показника теплової зрілості, пропонувалося в багатьох дослідженнях. Натурними експериментами відзначено, що існує стабільна тенденція зростання відбивної здатності вітриніту та співвідношення $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ із глибиною. Крім того, зауважено, що ці два показники мають сильну позитивну кореляцію. Отже, для газу, який зосереджено в нафтогазоносному регіоні, де їхній склад є виключною функцією термічної зрілості, слід очікувати, що співвідношення $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ буде позитивно корелюватись із сухістю природного газу (Wood, Sanei, 2016). Нами здійснена така оцінка для родовищ ЗНРУ, її результати показано на рис. 25.

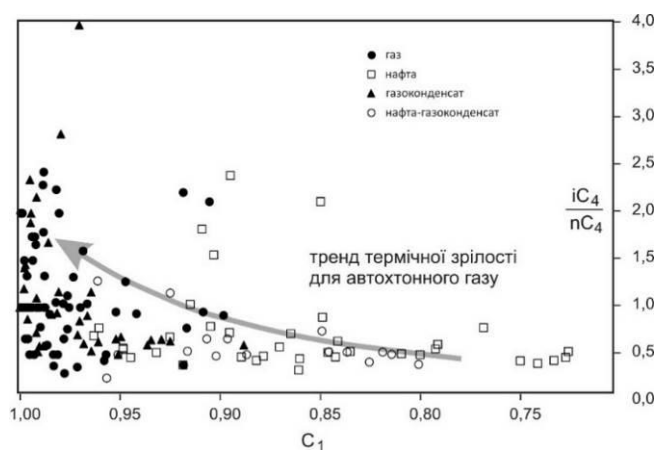


Рис. 25. Залежність коефіцієнту $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ від нормалізованого метану для родовищ ЗНРУ

З рис. 25 випливає, що газу практично всіх газових та газоконденсатних родовищ досягли термічної зрілості, тоді як для розчинених та вільних газів нафтових покладів та нафто-газоконденсатних родовищ аналогічна зрілість ще не досягнута. Зменшення значення відношення $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ при значній термічній зрілості, яке характерне для родовищ ЗНРУ, демонструє вікно пізнього газоутворення. В цьому випадку склад газу вже мало залежить від типу керогену; ним керує кількість органічної речовини, що підлягає екстракції, яка залишилась

після проходження нафтового вікна (Gai et al., 2018). Проте існує ймовірність, що частина метану надійшла до родовищ газу та газоконденсату, які характеризуються значною сухістю ззовні внаслідок вторинної міграції, зумовленої тектонічними процесами.

Зрештою, відомості, відображені на рис. 25, стали основою для розрахунку кількості керогену, необхідного для утворення газу із відомою пропорцією між ізомерами бутану та вмістом метану. Для цього проведено аналіз експериментів із сухого піролізу керогену II типу (Prinzhofer et al., 2000) та відомостей, що впливають з термодинамічних розрахунків із застосуванням формалізму Джейнса (Khokha et al., 2020).

Визначення кількості метану V_{CH_4} (л або дм^3), що виділився з одиниці маси (кг) керогену II типу при виміряному співвідношенні ізомерів бутану, проводилось за формулою:

$$V_{CH_4} = V_m (Ae^{0.5/B} + C) \left(n_{CH_4} / \sum n_i \right); \quad (22)$$

де V_m – молярний об'єм ідеального газу ($22,4 \text{ дм}^3/\text{моль}$), A і C – безрозмірні коефіцієнти, які дорівнюють 0,1594 та 0,0494 відповідно, B – безрозмірне відношення об'ємних часток ізобутану до н-бутану, n_{CH_4} – об'ємна частка метану в газі та $\sum n_i$ – сума мольних часток всіх компонентів газової суміші, для яких проводилось вимірювання. Вищенаведена формула дає надійні результати лише в діапазоні відношення ізомерів бутану B від 0,3 до 3,5. Для розширення діапазону необхідно провести серію додаткових експериментів з контрольованого піролізу керогену та оцінкою складу газової фракції продуктів.

Відповідно, обернена величина показує кількість керогену (в кг), з якого утворився газ, де є 1 дм^3 метану при цьому співвідношенні ізомерів бутану.

Ми інтерпретуємо одержані значення як показник зрілості керогену в контексті глибини його деструкції з виділенням низькомолекулярних складових нафти і газу. Логічно припустити, що чим більше метану виділено одиницею

керогену в процесі катагенезу, тим менше водню залишається в його адитивних складових, з огляду на співвідношення С/Н в газах алканового ряду та керогенах. Цей процес ми називаємо *катагенетичною дегідрогенізацією керогену* (Хоха та ін., 2020). Отже, після проходження «нафтового вікна» та вікна пізнього газоутворення (Тиссо, Вельте, 1981) кероген втрачає більшу частину водню, доступного для утворення вуглеводневих газів, насичується поліконденсованими ароматичними структурами, та, в геологічній перспективі цілковито втрачає здатність до генерування легших сполук. В термінології фізичної хімії таке явище описують терміном «повнота реакції» – максимально можлива кількість продукту, одержаного в хімічній реакції. З наближенням до повноти реакції (у нашому випадку – максимальному газогенераційному потенціалі) швидкість реакції сповільнюється.

На рис. 26 показано розподіл кількості метану V_{CH_4} , генерованого керогеном II типу, родовищ вуглеводнів Західного нафтогазоносного регіону України за відношенням $i-C_4/n-C_4$.

З рис. 26 випливає, що кероген, який був вихідним матеріалом вуглеводнів Бориславо-Покутського нафтогазоносного району, практично вичерпав свій газогенераційний потенціал. Ділянки максимальної катагенетичної дегідрогенізації керогену позначено червоним; їхнім центром є Гвіздецьке та Пасічнянське нафтові родовища, а також Південно-Гвіздецьке нафтогазоконденсатне, які генетично та географічно пов'язані. Ще один осередок виснаження керогену локалізуємо в області з центром близько Північно-Долинського нафтогазоконденсатного та Долинського і Вигодсько-Витвицького нафтових родовищ.

Слід зазначити, за параметром V_{CH_4} , генерованого керогеном II типу, первинний матеріал газових та газоконденсатних родовищ Більче-Волицького нафтогазоносного району є суттєво відмінним від Бориславсько-Покутського нафтогазоносного району. Усереднено, для цього району об'єм згенерованого метану становить $8,1 \text{ дм}^3$ з 1 кг керогену. Причиною такої відмінності слід

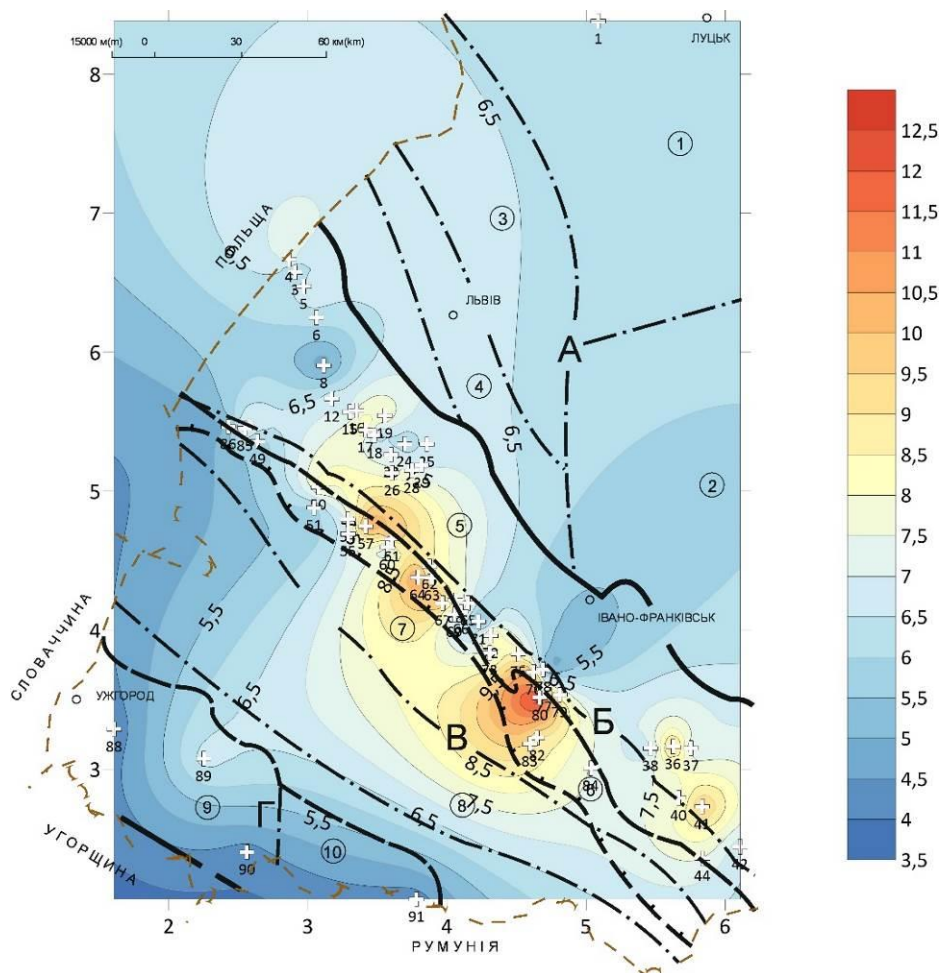


Рис. 26. Об'єм метану V_{CH_4} , генерованого кєрогєном II типу, родовищ вуглеводнїв Захїдного нафтогазоносногє рєгїону України (Хоха та їн., 2020)

вважати характер розподїлу рївноважних температур утворєння газїв вуглеводневих родовищ Захїдного нафтогазоносногє рєгїону, розрахований за (Хоха та їн., 2019с). Дїлянки з високими значєння V_{CH_4} , з високою достовїрнїстю накладаються на зони з високими значєннями рївноважних температур, що перевищують 500 °C. Натомїсть, газовї та газоконденсатнї родовища Бїльче-Волицького нафтогазоносногє району характеризуються суттєво меншими показниками - в межах 250-400 °C. Така закономірнїсть для всїх теплових потокїв, задїяних у термодинамїчних розрахунках. Значна температура формування покладїв очевидно спричинює глибоку дєструкцію рєчовини кєрогєну та збїльшує швидкїсть реакцїї.

Вуд, Б., & Фрейзер, Д. (1981). *Основы термодинамики для геологов*. Москва: Мир.

Зеленко, Ю. М., Дзюба, О. В., & Карпенко, О. М. (2016). Просторове поширення типів керогену на основі обробки даних методу піролізу зразків в межах Дніпровсько-Донецької западини. *Геоінформатика*, 3(59), 20–24.

Іванюта, М. М. (Ред.). (1998). *Атлас родовищ нафти і газу України* (Т. 1–6). Львів: Центр Європи.

Кармайл, И., & Ойгстер, Х. (Ред.). (1992). *Термодинамическое моделирование в геологии*. Москва: Мир.

Колтун, Ю. В. (2008). Еволюція чорносланцевих товщ та генерація вуглеводнів в межах давньої континентальної окраїни Тетісу (Українські Карпати та суміжні території). *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 1, 87–92. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2008.152429>

Крупський, Ю. З. (2001). *Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України*. Київ: УкрДГРІ.

Крупський, Ю. З., Куровець, І. М., Сеньковський, Ю. М. (2014). Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон. Київ: Ніка-Центр.

Любчак, О. (2009). Термобаричні умовини утворення природного газу в надрах Землі. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 18–24.

Любчак, О. В., Павлюк, М. І., Хоха, Ю. В. & Яковенко, М. Б. (2021). Моделювання трансформації керогену I та III типів методом максимізації ентропії. *Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, 54, 83–95. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2021-54-06>

Любчак, О. В., Хоха, Ю. В., & Яковенко, М. Б. (2018). Співвідношення структурних елементів вуглеводневої складової аргілітів Східних Карпат за

формалізмом Джейнса. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, 49, 83–94.
<https://doi.org/10.26565/2410-7360-2018-49-07>

Мюнстер, А. (2002). *Химическая термодинамика (Изд. 2-е, стереотипное)*. Москва: Эдиториал УРСС.

Никонов, В. Н. (1961). Тяжелые углеводороды и их соотношение в газах нефтяных и газовых залежей. *Геология нефти и газа*, 8, 15–21.

Павлюк, М. І. (2014). *Геодинамічна еволюція та нафтогазоносність Азово-Чорноморського і Баренцевоморського периконтинентальних шельфів*. Львів: ПРОМАН.

Тиссо, Б., & Вельте, Д. (1981). *Образование и распространение нефти*. Москва: Мир.

Хоха, Ю. В. (2014). *Термодинаміка глибинних вуглеводнів у прогнозуванні регіональної нафтогазоносності*. Київ: Наукова думка.

Хоха, Ю. В., Любчак, О. В., & Яковенко, М. Б. (2018). Вплив температурного режиму на газогенераційний потенціал гумінових кислот органічної речовини. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4(176–177), 49–62.

Хоха, Ю. В., Любчак, О. В., & Яковенко, М. Б. (2019а). Газогенераційний потенціал бітумінозних аргілітів Українських Карпат за формалізмом Джейнса. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1(178), 47–62.
<https://doi.org/10.15407/ggcm2019.01.047>

Хоха, Ю. В., Любчак, О. В., & Яковенко, М. Б. (2019b). Енергія Гіббса утворення компонентів природного газу в осадових товщах. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2(179), 37–46. <https://doi.org/10.15407/ggcm2019.02.037>

Хоха, Ю. В., Любчак, О. В., & Яковенко, М. Б. (2019с). Термодинаміка трансформації керогену II типу. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3(180), 25–40. <https://doi.org/10.15407/ggcm2019.03.025>

Хоха, Ю. В., Любчак, О. В., Яковенко, М. Б., & Брик, Д. В. (2020). Визначення кількості керогену, необхідного для формування родовищ

вуглеводнів Західного нафтогазоносного регіону України. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1(182), 52–61. <https://doi.org/10.15407/ggcm2020.01.052>

Хоха, Ю. В., Яковенко, М. Б., & Любчак, О. В. (2021). Геохімія перетворень керогену III типу в процесі занурення порід за результатами термодинамічного моделювання. *Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ*, 2(79), 52–63. [https://doi.org/10.31471/1993-9973-2021-2\(79\)-52-63](https://doi.org/10.31471/1993-9973-2021-2(79)-52-63)

Чекалюк, Э. Б. (1967). *Нефть верхней мантии Земли*. Киев: Наукова думка.

Чекалюк, Э. Б. (1971). *Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти*. Киев: Наукова думка.

Behar, F., Kressmann, S., Rudkiewicz, J. L., & Vandenbroucke, M. (1992). Experimental simulation in a confined system and kinetic modelling of kerogen and oil cracking. *Organic Geochemistry*, 19(1–3), 173–189. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(92\)90035-V](https://doi.org/10.1016/0146-6380(92)90035-V)

Behar, F., Lorant, F., & Lewan, M. (2008). Role of NSO compounds during primary cracking of a Type II kerogen and a Type III lignite. *Organic Geochemistry*, 39(1), 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.10.007>

Behar, F., Roy, S., & Jarvie, D. (2010). Artificial maturation of a Type I kerogen in closed system: Mass balance and kinetic modelling. *Organic Geochemistry*, 41(11), 1235–1247. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2010.08.005>

Behar, F., & Vandenbroucke, M. (1987). Chemical modelling of kerogens. *Organic Geochemistry*, 11(1), 15–24. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(87\)90047-7](https://doi.org/10.1016/0146-6380(87)90047-7)

Bell, I. H., Wronski, J., Quoilin, S., & Lemort, V. (2014). Pure and Pseudo-pure Fluid Thermophysical Property Evaluation and the Open-Source Thermophysical Property Library CoolProp. *Industrial & Engineering Chemistry Research*, 53(6), 2498–2508. <https://doi.org/10.1021/ie4033999>

Blecic, J., Harrington, J., & Bowman, M. O. (2016). TEA: A code for calculating thermochemical equilibrium abundances. *The Astrophysical Journal Supplement Series*, 225(1). <http://doi.org/10.3847/0067-0049/225/1/4>

Durand, B. (1980). Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. In B. Durand (Ed.), *Kerogen, Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks* (pp. 13–34). Paris: Editions Technip.

Forsman, J. P., & Hunt, J. M. (1958). Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 15(3), 170–182. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(58\)90055-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(58)90055-3)

Gai, H., Tian, H., & Xiao, X. (2018). Late gas generation potential for different types of shale source rocks: Implications from pyrolysis experiments. *International Journal of Coal Geology*, 193, 16–29. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2018.04.009>

Helgeson, H. C., Richard, L., McKenzie, W. F., Norton, D. L., & Schmitt, A. (2009). A chemical and thermodynamic model of oil generation in hydrocarbon source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(3), 594–695. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.004>

Jaynes, E. T. (1957). Information theory and statistical mechanics. *Physical Review*, 106(4), 620–630. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.106.620>

Kelemen, S. R., Afeworki, M., Gorbaty, M. L., Sansone, M., Kwiatak, P. J., Walters, C. C., Freund, H., Siskin, M., Bence, A. E., Curry, D. J., Solum, M., Pugmire, R. J., Vandenbroucke, M., Leblond, M., & Behar, F. (2007). Direct Characterization of Kerogen by X-ray and Solid-State ¹³C Nuclear Magnetic Resonance Methods. *Energy & Fuels*, 21(3), 1548–1561. <https://doi.org/10.1021/ef060321h>

Khokha, Yu. V., Yakovenko, M. B., & Lyubchak, O. V. (2020). Entropy maximization method in thermodynamic modelling of organic matter evolution at geodynamic regime changing. *Geodynamics*, 2(29), 79–88. <https://doi.org/10.23939/jgd2020.02.079>

Koukkari, P. (2014). *Introduction to constrained Gibbs energy methods in process and materials research*. Espoo: VTT Technical Research Centre of Finland.

Li, J., Li, Zh., Wang, X., Wang, D., Xie, Z., Li, J., Wang, Y., Han, Zh., Ma, Ch., Wang, Zh., Cui, H., Wang, R., Hao, A. (2017). New indexes and charts for genesis

identification of multiple natural gases. *Petroleum Exploration and Development*, 44(4), 535–543. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(17\)30062-9](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(17)30062-9)

van Krevelen, D. W., & Chermin, H. A. G. (1951). Estimation of the free enthalpy (Gibbs free energy) of formation of organic compounds from group contributions. *Chemical Engineering Science*, 1(2), 66–80. [https://doi.org/10.1016/0009-2509\(51\)85002-4](https://doi.org/10.1016/0009-2509(51)85002-4)

Magnier, C., & Huc, A. Y. (1995). Pyrolysis of asphaltenes as a tool for reservoir geochemistry. *Organic Geochemistry*, 23(10), 963–967. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(95\)00083-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(95)00083-6)

Planche, H. (1996). Finite time thermodynamics and the quasi-stability of closed-systems of natural hydrocarbon mixtures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22), 4447–4465. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00271-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00271-2)

Prinzhofer, A., Mello, M. R., & Takaki, T. (2000). Geochemical Characterization of Natural Gas: A Physical Multivariable Approach and its Applications in Maturity and Migration Estimates. *AAPG Bulletin*, 84(8), 1152–1172. <https://doi.org/10.1306/A9673C66-1738-11D7-8645000102C1865D>

Sanford, G., & McBride, B. J. (1994). *Computer program for Calculation of Complex Chemical Equilibrium Composition and Application: 1. Analysis*. NASA Reference Publication 1311.

Stuermer, D. H., Peters, K. E., & Kaplan, I. R. (1978). Source indicators of humic substances and proto-kerogen. Stable isotope ratios, elemental compositions and electron spin resonance spectra. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(7), 989–997. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90288-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90288-0)

Tomić, J., Behar, F., Vandenbroucke, M., & Tang, Y. (1995). Artificial maturation of Monterey kerogen (Type II-S) in a closed system and comparison with Type II kerogen: implications on the fate of sulfur. *Organic Geochemistry*, 23(7), 647–660. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(95\)00043-E](https://doi.org/10.1016/0146-6380(95)00043-E)

Tribus, M. (1961). *Thermostatistics and Thermodynamics: An Introduction to Energy, Information and States of Matter, with Engineering Applications*. Princeton: D. Van Nostrand Company Inc.

Ungerer, P., Collett, J., & Yiannourakou, M. (2015). Molecular Modeling of the Volumetric and Thermodynamic Properties of Kerogen: Influence of Organic Type and Maturity. *Energy & Fuels*, 29(1), 91–105. <https://doi.org/10.1021/ef502154k>

Vandenbroucke, M. (2003). Kerogen: from types to models of chemical structure. *Oil & gas science and technology*, 58(2), 243–269. <https://doi.org/10.2516/ogst:2003016>

Vandenbroucke, M., & Largeau, C. (2007). Kerogen origin, evolution and structure. *Organic Geochemistry*, 38(5), 719–833. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2007.01.001>

Wood, J. M., & Sanei, H. (2016). Secondary migration and leakage of methane from a major tight-gas system. *Nature Communications*, 7, Article 13614. <https://doi.org/10.1038/ncomms13614>

3. ПРОБЛЕМНІ ПИТАННЯ СТРАТИФІКАЦІЇ, ТЕКТОНІКИ, РАЙОНУВАННЯ І ФОРМУВАННЯ ЗАХІДНОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ

За стилем геологічної будови окремі тектонічні елементи Західного нафтогазоносного регіону суттєво розрізняються між собою. Платформні утворення Волино-Поділля та Передкарпатський і Закарпатський прогини мають відносно просту геологічну будову, характеризуються спокійною тектонікою, вони достатньо вивчені як різними методами польових геофізичних досліджень, так і свердловинами різного призначення. Між дослідниками не існує особливих протиріч у розумінні геологічної будови згаданих тектонічних елементів регіону. Натомість тектоніка Карпатської нафтогазоносної провінції завдяки шар'яжній будові належить найскладніших на планеті, хоч і вивчається близько двохсот років. Незважаючи на кардинальні успіхи у вирішенні проблем стратиграфії, тектоніки, районування та історії формування, не можна стверджувати, що у всіх цих питаннях між окремими дослідниками досягнуто повного консенсусу. Розбіжності іноді стосуються навіть не деталей, а самого існування тих чи інших стратонів або елементів структури. Тому у монографії висвітлені проблемні питання геологічної будови в основному карпатської частини регіону.

Виокремлення перспективних щодо нафтогазоносності ділянок повинно базуватися на достовірній геологічній основі (геологічних і структурних картах і розрізах). Хоча регіон, який нас цікавить, вивчається доволі тривалий час, усе ж залишилося немало суперечливих питань, що стосуються його геології. Необхідно розглянути їх, не оминувши найважливіших проблем стратиграфії і тектоніки, зокрема тектонічного районування території. Огляд цих питань стоїть на порядку денному не тільки через нерозв'язані спірні питання геології минулої доби, а й у зв'язку з появою порівняно недавно геологічних карт Українських Карпат і прилеглих територій. Одна з них – геологічна карта масштабу 1 : 200 000, видана у Польському Геологічному інституті у Варшаві

(Jankowski et al., 2004; Jankowski et al., 2007). Зазначимо, що, хоча карта видана у два етапи – 2004 р. і 2007 р., складена вона на основі застарілої геологічної інформації, отриманої найпізніше у 80–х роках (принаймні з території України), тобто без урахування нових даних. Друга група карт масштабу 1 : 200 000 Карпатської серії була виконана під егідою Міністерства екології і природних ресурсів України працівниками ДП Західукргеологія Львівської і Закарпатської геологорозвідувальних експедицій (далі – Геокарта-200). Крім геологічних, вона містить Геологічні карти дочетвертинних відкладів і Карты корисних копалин. Усі карти видані впродовж 2000-х років, окрім листа М-34-XXX (Стрий), друк якого затриманий через недофінансування. Під час складання цих карт авторами була опрацьована величезна за обсягом інформація, що дало змогу значно модернізувати і поліпшити геологічну карту порівняно з виданою УкрНДГРГІ у 1977 р. аналогічною картою Карпат і прилеглих територій. Утім і ці карти містять низку суперечливих, а подекуди й помилкових положень зі сфери стратиграфії і тектоніки. Це не дивно, враховуючи складність геологічної будови терену, а також через те, що прогрес у царині геології – це процес поступовий і пов'язаний з накопиченням і опрацюванням значної за обсягом і якістю інформації, зокрема матеріалів буріння. Частина цієї важливої інформації отримана вже після видання згаданих карт. По-друге, при складанні цих карт використано схему стратиграфії карпатського регіону, яка містить чимало помилок (детальніше розглянемо це нижче), що позначилося на якості карт.

3.1. ПЕРЕДКАРПАТСЬКИЙ КРАЙОВИЙ ПРОГИН

Передкарпатський передовий прогин – це область, розташована між південно-західною частиною Східноєвропейської платформи і Складчастими Карпатами і заповнена комплексом міоценових молас. За характером геологічної будови і геологічного розвитку в межах прогину виокремлюють

Зовнішню і Внутрішню зони. Північна Зовнішня зона сформована на платформній основі, південна (Внутрішня) належить до карпатського орогену, насунутого на Зовнішню зону. 1969 р. було запропоновано виокремлювати у складі Передкарпатського прогину три самостійні зони (Буров та ін., 1969), з півночі на південь: Більче-Волицьку (відповідає Зовнішній), Самбірську і Бориславсько-Покутську (дві останні входили до складу Внутрішньої як підзони). Самбірська зона – це безкореневий покрив, насунений на північ на Більче-Волицьку зону. Питання, на чому відкладалися нижні моласи в її складі дискусійне. Одні дослідники вважали, що басейн, де формувалися міоценові відклади Самбірської зони, обмежувався з північного сходу Сандомирсько-Добруджинською грядою, яка розмежовувала геосинклінальний басейн від платформи, а отже, вона також містить в своїй основі фліш (Вялов та ін., 1984). Інші припускали, що її основою були мезозойські і палеозойські відклади епіпалеозойської платформи (Буров та ін., 1986). Щоправда, висловлювалися думки про можливість нагромадження молас Самбірської зони в проміжній ділянці між платформою і флішем (Круглов та ін., 1985), що цілком вірогідно. Останнім часом пропагуються ідеї, які докорінним чином змінюють уявлення про поділ Передкарпатського прогину (Лозиняк, 2001). Пропонується вилучити з його складу Зовнішню зону, як просто крайову частину платформи. Ліквідується Бориславсько-Покутська зона. Її південно-західна частина (Делятинський покрив) об'єднується зі Скибовим покривом у Сколівський шар'яж, а північно-східна – у Слобідський покрив, у межах якого розвинені грубоуламкові та олістостромові утворення слобідсько-воротищенської товщі, разом з Самбірським покривом (вважається, що міоценові відклади обох формувалися на флішовій основі) перебувають у фронтальній частині Карпатського шар'яжу. Автори таких ідей вважають, що “алохтонне сучасне положення не дозволяє відносити Стебницький і Слобідський покрови ні до складчастої споруди, ні до платформи, а тим більше виділяти у самостійний Передкарпатський прогин, який не має нічого спільного з тим палеопрогином,

де формувались осадки цих покрів” (Лозиняк, 2001; Лозиняк, Петрашкевич, 2007). Спробуємо критично оцінити такий варіант поділу, а радше ліквідації Передкарпатського прогину. Об’єднувати так званий Делятинський покрив зі Скибовим не можна, оскільки в першому наявні поляницькі відклади нижнього міоцену (отже, ця ділянка флішу була втягнута у прогинання в міоцені і це є прогин), а в Скибовому покриві їх немає. Щоправда, на геологічних картах у передовій лусці Берегової скиби у її фронтальній частині зображена вузька смуга нібито поляницьких відкладів, але це переважно засолонені утворення воротищенської світи прогину, а на решті території в проміжку Долина–Перегінське – це сіроколірні породи найвищої ланки верхньоміоценової підсвіти першої луски Берегової скиби. Про те, що в Скибовому покриві немає поляницьких відкладів, свідчить і їхня майже повна відсутність у так званому проміжному ярусі. Ця структурна одиниця представлена лусками, складеними крейдово-палеогеновим флішем і насуненими на відклади Бориславсько-Покутського покриву. Своєю чергою проміжний ярус розташований у піднасуві Складчастих Карпат. Іноді спостерігається його двоярусна будова. Таким чином, південна границя і палеопрогину, і сучасного Передкарпатського прогину встановлюється за присутністю чи наявністю трансгресивного комплексу поляницьких відкладів міоцену (Шлапінський та ін., 2020). Слід зазначити, що їхнє накопичення розпочалося не одразу після інверсії геосинкліналі, а з певною часовою перервою. Поляницькій трансгресії передував значний період розмиву крейдово-палеогенового флішу, який тривав упродовж не менше 800 тис. років (Шлапінський, 2012b).

Виокремлення Делятинського і Слобідського покривів також потребує коментарів. Справа в тому, що їхнє розмежування проводиться за літолого-фаціальними ознаками, а саме – за таким критерієм, що грубоуламкові і олістостромові відклади нижнього міоцену виявляються тільки у другому з покривів. Це лише частково відповідає дійсності. Зовнішні луски Бориславсько-Покутського покриву типу Слободи Рунгурської і Карматури, дійсно, містять у

складі нижньоміоценових відкладів потужні товщі конгломератів з галькою екзотичних порід. У лусках, розташованих південно-західніше, кількість цього матеріалу меншає. Проте провести чітку межу за цим критерієм між Делятинським та Слобідським покривами складно. Натомість, олістостромові горизонти поширені на всій площі і в північній, і в південній частинах Бориславсько-Покутського покриву. Тому найбільш виправданим є розчленування покриву за структурними ознаками, як це прийнято зараз, – на структурні яруси (скиби). А зауваження П. Ю. Лозиняка, що Слобідський і Стебницький покриви не мають нічого спільного з палеопротоном, де формувались осади цих покривів, то його думку можна поширити на всі Складчасті Карпати і вважати, що флішові верстви в їх складі не мають нічого спільного з палеобасейном, в якому вони формувались. Навряд чи, це слухна ідея. Щодо Зовнішньої зони Передкарпатського прогину як просто частини платформи, то це та її частина, яка була втягнута у інтенсивне прогинання у міоцені, на відміну від решти терену. Отже, це водночас і частина прогину (Шлапінський, Тернавський, 2020).

Підсумовуючи викладене, слід констатувати, що немає підстав для ліквідації Передкарпатського прогину. Прогин реально існує як велика структурна одиниця між платформою і Складчастими Карпатами, поділяючись на три частини. Слід, щоправда, пам'ятати, що між Бориславсько-Покутським покривом і передовими скибами Карпат є проміжний ярус. Знання про нього слід поглибити шляхом детальнішого аналізу матеріалів буріння. Стосовно альтернативних назв Зовнішня чи Більче-Волицька зона, здається, що це питання не принципове.

3.2. СКЛАДЧАСТІ КАРПАТИ

3.2.1. Стратиграфія Карпат

На сьогодні діє офіційно затверджена “Поновлена легенда Держгеолкарти–200” Карпатської серії листів”. Львів – Берегово, 1995 (відповідальний виконавець та головний редактор С. С. Круглов). Ця легенда містить низку помилкових положень. Ось їх основний перелік.

Розріз Дуклянського покриву починається з вапняків (вишківських) юрського (?) віку. Проте, за мікрофауною їх вік – маастрихт–палеоцен. У схемі буркутська світа Поркулецкого покриву має ранньокрейдовий вік, тоді як за мікрофауною її вік – альб–сеноман і вона є одновіковою з нижньосухівською строкатоколірною підсвітою, а у С. С. Круглова строкатоколірні відклади завжди вище буркутської світи. Вік тростянецької товщі діабазів, вулканічних брекчій і вапняків у схемі – юрський, тоді як це олістостромовий комплекс у складі буркутської товщі. Вік же вапняків олістолітів не юрський, а, за визначенням Р. Лещуха, ранньокрейдовий. З розрізу Дуклянського покриву випала темноколірна нижньоберезнянська підсвіта, а з Свидовецького (Бітлянсько-Свидовецького) субпокриву Кросненського покриву – одновікова і літологічно подібна до березнянської лонинська світа (сантон–кампан). Вони безпідставно об’єднані з більш давньою верхньоаяловецькою літологічно відмінною підсвітою у так звану яловичорську світу. У Береговій і Орівській скибах помилково зведені в один тип розрізу витвицькі і попельські світи (верстви) з битківськими і пасічнянськими (просторово вони не збігаються). У Кросненській зоні (покриві) виокремлено неіснуючий піщаний тип палеоцен–еоцену. Найбільше недоліків виявлено в стратиграфії олігоцену. Розріз олігоцену насправді починається з підкременевої пачки, а не з нижньокременевого горизонту. У подошві середньоменілітової підсвіти зафіксовано горизонт смугастих вапняків, проте в більшості розрізів він

представлений не вапняками, а кременями. У Дуклянському покриві, крім дусинського, відомий і менілітово-кросненський літотип олігоцену. До складу Поркулецького покриву чомусь введена турицька світа олігоцену. Немає згадок про турківський і бітлянський підтипи кросненського літотипу олігоцену, про супутників нижньокременевого і головоцького горизонтів (тилявський і стрічкових вапняків горизонти). Верецька світа олігоцену, представлена в легенді, не займає чіткого положення в розрізі, а місцями взагалі відсутня. Використовувати її не слід.

Крім того, у легенді об'єктивно немає нових важливих даних зі сфери стратиграфії, отримані останніми роками. Відтак користуватися цією легендою без внесення відповідних поправок не можна, оскільки це призведе до спотворення геологічної ситуації, порівняно з реальною. Тому слід використовувати «Региональные стратиграфические схемы меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Украинских Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и объяснительная записка к ним» ПГО “Запукргеология”: Отв. исполн. В. В. Кузовенко, В. И. Тарасенко. – Львов, 1987», яка найповніше відповідає фактичному матеріалу. На її основі складена «Геологічна карта Українських Карпат масштабу 1 : 100 000» (2007) під редакцією доктора геол. наук Ю. З. Крупського. У результаті робіт, проведених після 1987 р., до цієї схеми були внесені доповнення й уточнення. За схемою, відкоректованою В. Шлапінським у 2015 р., Передові Карпати складені породами виключно флішової формації вікового інтервалу нижня крейда–олігоцен. Олігоценові відклади є завершальною ланкою геосинклінального етапу седиментації. Міоценових відкладів у фліші немає.

3.2.1.1. Стратиграфія олігоцену Передових Карпат

Відклади олігоцену відомі в Скибовому і Кросненському покритвах, а також у Скупівському, Ставнянському і Березнянському субпокритвах Дуклянсько-Чорногорського покритву і в Передчорногорській тектонічній одиниці. Відсутній олігоцен у Говерлянському, Красношорському і Бачавсько-Боржавському субпокритвах Дуклянсько-Чорногорського покритву.

За літологічними ознаками можна виокремити три основні літотипи олігоцену: менілітовий, кросненський і дусинський. Перший найбільше поширений у Береговій та Орівській скибах Скибового покритву і Бориславсько-Покутському покритві Передкарпатського прогину. Другий – у південних скибах Скибового і в Кросненському покритвах, у Скупівському і Ставнянському субпокритвах і дусинський – у Березнянському субпокритві Дуклянсько-Чорногорського покритву.

Менілітовий літотип характеризується перевагою чорних кременистих аргілітів і невапнистих пісковиків, у кросненському значну роль відіграють сірі, карбонатні аргіліти і пісковики, у дусинському розвинуті сірі і коричневі мергелі поряд з теригенними породами.

На відміну від розрізів інших відділів, в олігоценовій товщі палеогену є два регіональні ізохронні опорні горизонти, які дають змогу проводити кореляції і структурні побудови. Це найважливіший репер Карпат – нижньокременевий горизонт і розміщений вище головецький горизонт смугастих вапняків і кременів. Окрім них, в олігоцені наявні й інші важливі репери, які не мають такого поширення (тилявський і верхньокременевий горизонти і пачка-супутник головецького горизонту).

Підкременева пачка. Безпосередньо після відкладення глобігерінових мергелів верхнього еоцену або утворень, які їх заміщують, на більшій частині території Українських Карпат почалося накопичення осадів олігоцену. У нижній частині відділу залягає нижньокременевий горизонт – найбільш

витриманий репер Карпат. Між ним і горизонтом глобігерінових мергелів присутня підкременева пачка верств, мінлива за складом (чорні аргіліти, кофейні мергелі, бориславські пісковики, тощо). Потужність її невелика (перші метри – до 60 м). Вона за органічними залишками належить до нижнього олігоцену (зона *Globigerina vialovi*). Через малу товщину підкременевої пачки у практиці геолого-зйомочних робіт границю між верхнім еоценом і олігоценом проводять по нижньокременевому горизонту.

Нижньокременевий горизонт. Нижньокременевий горизонт складений коричневими і чорними, шаруватими халцедонітами і супутніми породами (чорними аргілітами, вапняками, мергелями, пісковиками, алевролітами, осадовими кварцитами, туфитами і туфами) в різних співвідношеннях. Товщина горизонту коливається в широких межах, навіть в одних лусках, але загалом вона зменшується у південно-західному напрямку. Так, у Гуцульському сегменті в середньому по скибах вона становить: у Орівській – 20 м, у Сколівській – 13 м, Парашки – 12,5 м, Зелемянки – 10 м. У Турківському субпокрові Кросненського покрову – 5 м, у Бітлянсько-Свидовецькому покрові – 3–4 м (Шлапінський, 2007).

Тілявський горизонт. У нижній частині олігоцену над нижньокременевим горизонтом (від перших метрів до 80–100 м) розвинутий (спорадично) так званий тілявський горизонт кременів і вапняків (Шлапінський, 2012b; Шлапінський, 2007; Кульчицкий, Совчик, 1985). Г. М. Панов зафіксував тілявський горизонт у низці відслонень на 40–60 м вище нижньокременевого горизонту у південно-східній частині Скибового покрову (Панов, 1967). Проте він використав невдалу назву “верхньороговиковий горизонт”, бо цей горизонт розташований у підосві верхньоменілітової підсвіти у менілітовому типі розрізу на 500–700 м вище від нижньокременевого горизонту і не має нічого спільного з тілявським горизонтом. Останній – це фактично супутник нижньокременевого горизонту. Крім кременів і вапняків, в його складі є ті самі компоненти, що і в нижньокременевому горизонті. Товщина його змінюється

від 0,4 до 6 м. Він має важливе значення при картуванні у випадках, коли нижньокременевий горизонт не відслонюється або тектонічно редукований і наявний також неповсюдно у Кросненському та Дуклянсько-Чорногорському покритвах.

Горизонт смугастих вапняків і кременів (головецький). У підосві верховинської світи залягає маркувальний горизонт смугастих вапняків і кременів (головецький) (Шакин, 1960). Вперше 1949 р. його успішно використав геолог В. Кузовенко як репер під час геологічної зйомки на площі Чорна Річка – р Білий Черемош (Шлапінський, Мачальський, 2006).

У Береговій і Орівській скибах горизонт здебільшого представлений чергуванням кременів (смугасті вапняки тут трапляються дуже рідко) чорних і коричневих (товщина прошарків 0,05–0,25 м) з теригенними породами. Товщина горизонту разом з теригенними породами, що розділяють прошарки вапняків, становить 0,5–5–12 м. Подекуди кремені відсутні, проте наявні чорні сильно кременисті алевроліти (майже кремені) і аргіліти (товщина таких пачок – перші метри). У багатьох розрізах, окрім основного маркувального горизонту є ще його супутник, складений тими самими породами. Він розташований від основного горизонту на 5–50 м вище по розрізу. У практиці геолого-знімальних робіт часто ні перший, ні другий не використовують, що є помилкою (Шлапінський, 2007).

У південних скибах Скибового, а також у Кросненському покритві головецький горизонт, навпаки, представлений переважно смугастими і стрічковими вапняками, хоча зрідка вапняки заміщені смугастими кременями. Товщина горизонту змінюється від 0,4 до 8–12 м.

Крім основного горизонту тут також нерідко присутній його супутник. У складі останнього стрічкові різновиди часто переважають смугасті. Супутник розміщується у Скибовому покритві на 5–30 м вище основного горизонту. У південно-західному напрямку ця відстань суттєво збільшується. За результатами детального вивчення фактичного матеріалу, попередніх зйомок і

буріння встановлено, що в передовій частині Кросненського покриву в районі с. Орява вона становить приблизно 60 м, в Бітлянсько-Свидовецькому субпокрові біля с. Келечин – 115 м, в структурно-пошуковій свердловині 4-Бітля – 150–160 м, а ще південніше в районі с. Луги – навіть 200–250 м.

Супутники головецького горизонту мають важливе значення при картуванні і розчленуванні олігоценових відкладів, особливо, коли основний репер не відслонюється. Подекуди має місце взаємне заміщення основних порід, які складають головецький горизонт. Так, у Береговій і Орівській скибах кремені заміщуються на вапняки, а в районах, де горизонт складений вапняками, – на кремені. Через це доцільно до традиційної назви “смугастих вапняків” слід додавати – “і кременів”.

Верхньокременевий горизонт. Розташований у підшві верхньоменілітової підсвіти. Він стратиграфічно згідно залягає на відкладах середньої підсвіти менілітової світи. Складений кременями з прошарками аргілітів і зрідка туфітів. Товщина пачки кременів 3–5 м. Вище в чорних аргілітах менілітового типу прошарки кременів ще трапляються на віддалі 10–15 м. У кросненському типі розрізу достеменно верхньороговикий горизонт не виявлений.

Серед кременів трапляються залишки риб – луски *Alosa* sp. та хребці *Merluccius* sp., *Merluccius inferus* Daniltsch. відомі з верхньоменілітових відкладів.

Існує багато варіантів розчленування олігоцену, які, здебільшого, ґрунтуються на літологічних ознаках, без урахування головецького горизонту-маркера. Один з них базується на факті зменшення вмісту порід менілітового типу зі збільшенням відсотка сіроколірних порід кросненського типу.

Таке заміщення у південно-західному напрямку спостерігається вже від Сколівської скиби. Відбувається ніби літологічний перехід від менілітового до кросненського літотипу, причому чим далі в цьому напрямку, тим більший вміст сіроколірних порід, які заміщують менілітові вниз по розрізу (рис.1).

Це так звані перехідні верстви, виокремлені 1930 р. польським геологом С. Яскульським за такими міркуваннями. Південно-західніше розвитку типового менілітового літотипу, низи олігоцену складені ще породами характерними для останнього. Однак на відміну від розрізів нижньоменілітової підсвіти Берегової і Орівської скиб, тут на різних рівнях вище нижньокременевого горизонту з'являються сірі карбонатні аргіліти і пісковики кросненського типу. Поступово догори їхня частка зростає, аж до повного домінування кросненських верств. Частина розрізу, де чергуються породи обох типів, і є перехідними верствами. Їхні границі – діахронні. Загалом, на південний захід сірі породи, а отже, й підошва перехідних верств, опускаються все нижче по розрізу, заступаючи менілітові. Сучасним аналогом перехідних верств є верецька світа (Бабинiec и др., 1958; Вялов и др., 1988). О. С. Вялов поширив верецьку світу і на Кросненську зону. Однак там перехідні верстви або займають надто неоднакове стратиграфічне положення, нерідко значно вище реперного головецького горизонту смугастих вапняків, або літотипу в усіх покритвах, де він поширений, слід використовувати розвинутий повсюдно ізохронний горизонт смугастих вапняків (пласт-маркер), з поділом олігоцену на головецьку (під ним) і верховинську (вище репера) світи. Важливо, що цей поділ дає змогу розчленувати олігоценові відклади незалежно від літологічних характеристик верств, а зміни в літології розрізу настільки значні, що візуально верхні сіроколірні глинисті ланки олігоцену південних скиб (верхнє кросно) тотожні з найстарішими ланками південного бітлянського типу (хоча насправді відстань у нормальному розрізі між ними становить до 3 км). Через це, до використання смугастих вапняків як маркера, їх помилково порівнювали. Яскравим прикладом того, як можна помилитись, використовуючи верецьку світу, є виокремлення уявного тектонічного Голятинського останця. Голятинська антикліналь складена на крилах відкладами олігоцену кросненського літотипу бітлянського підтипу. Добре відслонений розріз її південного крила описаний в правому березі р. Ріки (нижче гирла р. Голятинки).

Тут, над зеленими відкладами еоцену, у висхідному нормальному стратиграфічному розрізі виходять послідовно: малопотужна підкременева пачка, нижньокременевий горизонт, пачка чорних аргілітів менілітового типу (30 м). Вище без жодних ознак незгідного залягання наявні сірі карбонатні м'які аргіліти (понад 150 м), які літологічно подібні до аргілітів і глин верхньовержовинської підсвіти верхнього кросно. Жодних перехідних верств тут немає. Відсутні вони і в інших розрізах Бітлянсько-Свидовецького субпокриву.

У 50-х роках минулого століття Голятинську складку відвідав авторитетний геолог М. Р. Ладиженський, який здебільшого працював у Бориславсько-Покутській зоні і передовій частині Карпат. Оскільки він очікував тут перехідні верстви (як у південних скибах), то їхню відсутність пояснив тим, що вони редуковані внаслідок насуву давніших менілітових верств на молодші кросненські (з півночі на південь). Однак у його трактуванні це був не ретрошар'яж, а пірнаюча на північ складова частина насуву тектонічного останця. Так на карті Карпат з'явився цей останець. Згодом, після проведення тут геолого-знімальних робіт під керівництвом В. В. Кузовенка, вже з використанням смугастих вапняків як маркувального горизонту, цю помилку було виправлено.

При складанні листів «Геокарти – 200» верецьку світу і далі використовували при розчленуванні олігоцену. На листі М – 35 – XXXII (Чернівці) (Ващенко, Гнилко, 2003) олігоцену-міоценові відклади Кросненської структурно-фаціальної зони (це помилка, насправді – південні скиби Скибового покриву) поділяються (знизу догори) на менілітові, верецькі верстви (чому не світи?) і кросненську світу з трьома підсвітами. У тексті записки зазначено: “В покрівлі верецьких верств присутній горизонт смугастих вапняків потужністю до 1,2 м, за яким трасується границя між цими відкладами і кросненською світою”. Зауважимо, що такі випадки, як тут наголошено, дуже рідкісні. Насправді, ця границя діахронна і зміна верецьких відкладів на кросненські спостерігається як вище, так і нижче смугастих вапняків. На листі

М – 35 – XXXVI (Мацьків, 2006) верецька світа не використана. Тут олігоцен поділяється на менілітову та кросненську світи, причому дивним чином границя між ними, як і в попередньому випадку, підлаштована під рівень смугастих вапняків.

З цих двох прикладів можна зробити такі висновки. Автори цих карт чи редактори, очевидно, не бажали використовувати зручний поділ олігоцену на головецьку світу нижче смугастих вапняків і верховинську світу над ними. Проте вони були вимушені використовувати маркувальний горизонт смугастих вапняків, оскільки без нього розчленувати літологічно мінливі відклади олігоцену на всій площі неможливо. Але пристосувати до цього рівня світи чи верстви, виокремлення яких базується винятково на літологічних ознаках, неможливо. Тому довелося їх штучно підлаштовувати під горизонт смугастих вапняків. Непрактичність і хибність такого підходу очевидна.

До наших досліджень у складі передової луски Берегової скиби від р. Лімниці до Бистриці Підбузької на всіх відомих геологічних картах зображалась поляницька світа нижнього міоцену (Шакин, 1977; Даниш, 1994). Вона зафіксована тільки на контакті з Бориславсько-Покутським покривом і у жодній з внутрішніх лусок Берегової скиби її немає. Така вибіркковість була незрозумілою. Це дало нам підставу перевірити, чи дійсно поляницькі відклади зі стратиграфічною незгідністю залягають на різних рівнях олігоцену цієї луски. За матеріалами буріння на площах Іваники, Улично, Орів, Семигинів, Танява, Долина, Спас, Вільхівка, виявилось, що насправді з олігocenом Берегової скиби по насуву контактують не поляницькі, а соленосні воротищенські відклади Бориславсько-Покутського покриву. Щодо сіроколірних не воротищенських верств, які згідно нарощують розріз темноколірної кременистої пачки верхньоменілітової підсвіти олігоцену (перехід поступовий) на ділянці Дуба-Чечва, які також залучають до поляницької світи, то вони не належать до останньої, оскільки не містять її ознак – олістолітів флішу і загіпсованості. Літологічно подібні до цієї сірої пачки сіроколірні карбонатні відклади товщиною до 450 м входять до складу

верхньоменілітової підсвіти і нижче по розрізу (під горизонтом чечвинських туфів). Фактично, темноколірна 300-метрова пачка з туфами розділяє дві потужні сірі пачки. Поступові переходи між ними додатково свідчать про відсутність тут поляницьких верств. У Бориславсько-Покутському покриві поляницька світа через тривалий розмив на всій його території залягає на різних рівнях не тільки олігоцену, а й еоцену. За нашими підрахунками, мінімальна тривалість перерви і розмиву становила 800 тис. років (Шлапінський, 2012b). Отже, про жодний поступовий перехід між моласами і флішем не йдеться. У Складчастих Карпатах розріз олігоцену безперервний. Це означає, що поляницької світи або її аналога, щоб знаменували моласовий етап, там немає (Шлапінський та ін., 2020). До інших висновків дійшли деякі мікропалеонтологи. Від недавня верхи олігоценового розрізу за знахідками мікрофауни і нанопланктону датують міоценом (Грузман, 1983; Анреєва-Григорович и др., 1984; Кульчицький та ін., 1996). Зараз границю між олігоценом і міоценом проводять по середній частині середньокросненської і по підшві верхньоменілітової підсвіт, тобто нижче цієї границі керівні міоценові види траплятися не повинні. На підставі аналізу за розподілом мікрофауни і нанопланктону у численних взірцях з території Скибового і Кросненського покривів з площ геологічних зйомок і буріння Бітля, Бориня, Вовче, Жаб'є, Лімна, Луги, Опорець, Сигловате, Турка–Бориня, Труханів, Чорногорська група листів та багатьох інших встановлено, що нібито тільки міоценові види трапляються у сотнях зразків у безсумнівно олігоценових відкладах, навіть у розумінні мікропалеонтологів, тобто в головецьких, нижньоверховинських і нижньоменілітових верствах (рис. 2.). Наявність цієї фауни у верствах, що самі мікропалеонтологи датують олігоценом (у верхах головецької світи ідентифіковано мушлі (Максимов, 1959) і нумуліти (Хлопонин, 1970) верхів нижнього олігоцену), спростовує висновок про її винятково міоценовий вік. У цьому випадку не мікрофауна, представлена в широкому часовому діапазоні, датує верстви, а навпаки. Отже, нижня вікова границя поширення даної мікрофауни – олігоцен. Такий незаперечний висновок

не дає підстав датувати міоценом і вищі ланки розрізу олігоцену (Шлапінський, 2012b). Тим паче, що цей розріз безперервний. Саме ця безперервність дає вагомі підстави вважати і вищі ланки олігоцену приналежними до флішової формації. Міоцен – це наступний трансгресивний моласовий етап. На цьому наголошував відомий дослідник Карпат О. С. Вялов, і з ним слід погодитись. Штучне омолодження віку олігоценових відкладів призводить до помилок структурного порядку. Так, у породах з маркувального горизонту смугастих вапняків по р. Лазещині (відслонення 2 699 площі Чорногорська група листів) ідентифіковано нанопланктон нижнього міоцену – це рівень середньокросненської підсвіти, хоча даний горизонт – це підосва нижньокросненських відкладів (див. рис. 2.2). Похибка становить приблизно 1000 м розрізу. У відслоненнях тої самої площі (5 606 і 5 418) у зразках, відібраних на 10 і 5 м вище над нижньокременевим горизонтом, визначена мікрофауна верхнього олігоцену, хоча це самі його низи. У параметричній свердловині 1-Труханів у низах олігоцену знайдена мікрофауна карпатію.

Таких прикладів дуже багато і якщо на поверхні можна порівняно легко визначити помилки у датуванні, то в свердловинах це зробити важче. Ускладнює це те, що “міоценова” мікрофауна часто розміщується в розрізі хаотично – у молодших породах присутня старша, а в древніших – молодша. Розподіл органічних залишків в олігоценових відкладах Карпат потребує додаткового вивчення.

У Бориславсько-Покутському покриві, на всій його площі, моласові відклади поляницько-воротищенського віку залягають на фліші з розмивом. До прикладу, у смузі Борислав – Старий Самбір поляницькі незасолонені відклади, а подекуди і засолонені (за вмістом солі – воротищенські, за положенням у розрізі – поляницькі) лежать на нижніх менілітах, збережена потужність яких сягає лише 70–100 м (свердловини площі Воля Блажівська). Зрозуміло, що такі малопотужні пачки аж ніяк не відповідають всьому обсягу менілітової світи, чого не можуть заперечувати навіть дослідники, які не визнають післяолігоценової перерви в осадоагромадженні і подальшого розмиву флішу.

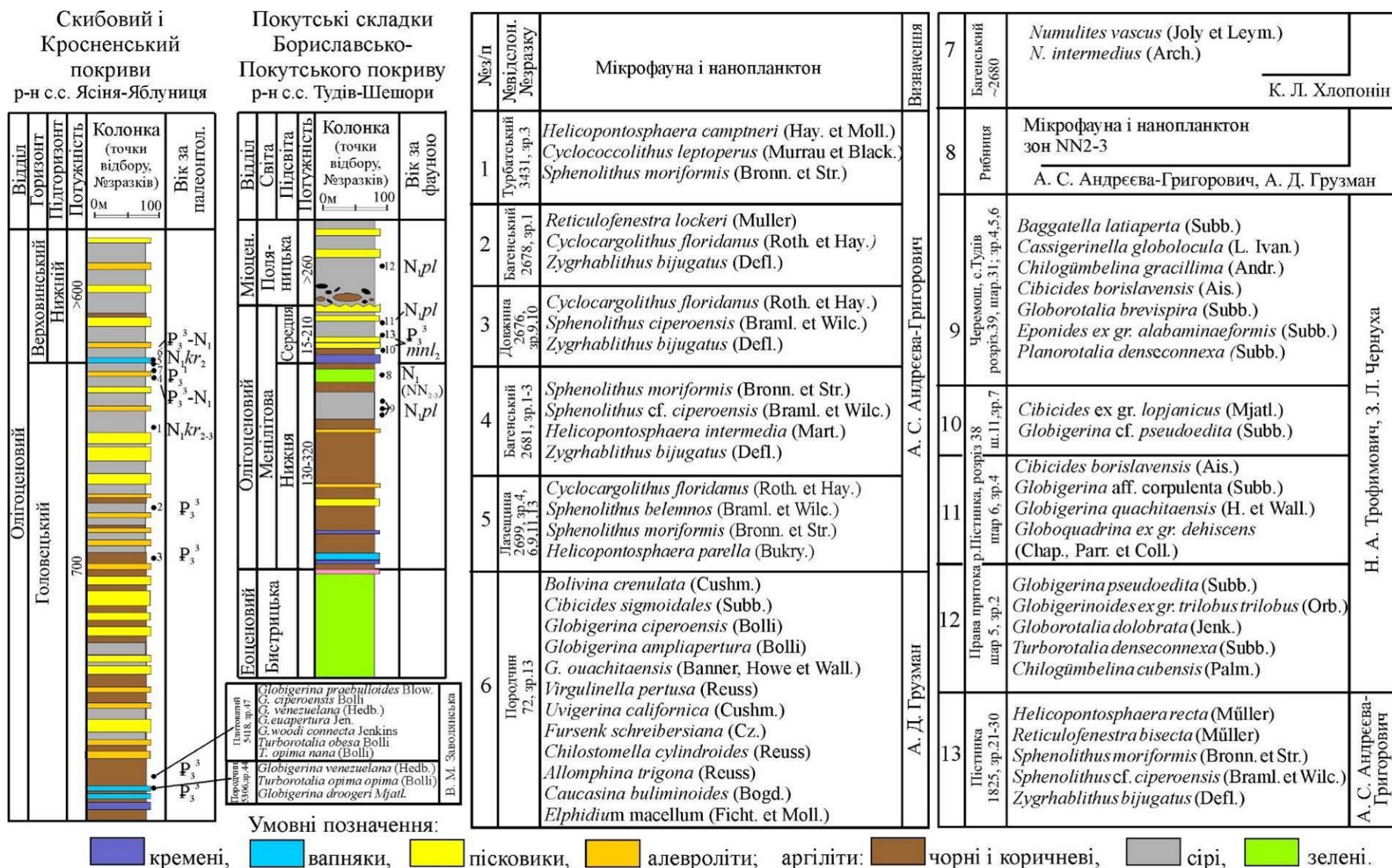


Рис. 2. Знахідки фауни у відкладах нижнього олігоцену (уклали В. В. Кузовенко і В. С. Шлапінський)

Однак, визнаючи наявність розмиву на території Бориславсько-Покутського покриву як локального явища, вони заперечували його регіональний характер, що доведено матеріалами геологічних зйомок і особливо буріння. Особливо показовими є погляди В. О. Ващенка і О. М. Гнилка (2003), які залягання поляницько-воротищенських відкладів на різних рівнях менілітового комплексу пояснювали фаціальним заміщенням. На їхню думку, таке заміщення стосується не тільки верхньої і середньої підсвіт менілітової світи, а й нижньої та навіть верхів еоцену (Ващенко, Гнилко, 2003). Це свідчило б про синхронність неогенових моласових і палеогенових флішових відкладів, що визнати ніяк неможливо. До того ж, таке фаціальне заміщення на зведених стратиграфічних схемах, згадані фахівці зображають тільки у самих верхах відкладів олігоцену і еоцену конкретних розрізів і ніколи – в середині. Отже, це не заміщення, а розмив. Названі дослідники також заперечують наявність кутової незгідності між менілітовими і поляницькими відкладами, приклади якої наводить у своїй праці О. О. Орлов. У Покутсько-Буковинських складках Бориславсько Покутського покриву Передкарпатського прогину поляницька світа залягає на розмитій майже повністю або частково поверхні середньоменілітової підсвіти (верхня підсвіта повністю розмита), причому ступінь розмиву зменшується з північного сходу на південний захід (Шлапінський, 2012b). Залучивши матеріали геологічної зйомки, ми підрахували, що у лусці Каменистого поляницька світа залягає на рівні кременів маркувального горизонту смугастих вапняків і кременів (так звані «другі кремені» Покутських складок); у лусці Карматури – 5–15 м вище від горизонту, Брусного – 25–60 м, Плоского – 70–100 м, Максимця – 120–200 м. Така закономірність була зумовлена, очевидно, тим, що північно-східний край флішового масиву – основа міоценового чохла Бориславсько-Покутського покриву, здіймався інтенсивніше, ніж південно-західний (це, до речі, можна пов'язувати з початком підсування платформи під фліш). На розташованій північно-східніше антикліналі Слобода Рунгурська слобідські конгломерати (аналог поляницько-воротищенського комплексу), за даними В. В. Кузовенка,

залягають на розмитих частково або повністю відкладах олігоцену та еоцену, а на північному крилі складки – на відкладах стрийської світи верхньої крейди. Про розмив флішу свідчить і наявність олістолітів, які складаються переважно з порід менілітової світи олігоцену і меншою мірою – еоцену у поляницько-воротищенському матриксі.

Можна приблизно підрахувати і тривалість розмиву після закінчення флішової седиментації для Бориславсько-Покутського покриву, в якому залягає поляницька світа. Її наявність дає можливість судити про ступінь розмиву флішу і свідчить, що він не пов'язаний з пізнішою денудацією. Для цього треба залучити дані про товщину менілітової світи і швидкість розмиву. Повні потужності нижньо- і середньоменілітової підсвіти відомі – 150–250 м кожна. Натомість, невідома повна товщина верхньої підсвіти. У Майданському пів вікні максимальна збережена від розмиву її частина становить 600 м. Якщо орієнтуватись навіть на цю цифру, то на різних ділянках Бориславсько-Покутського покриву було розмито приблизно 600-1000 м осадів, а правдоподібно і більше.

Здіймання гір та їхня денудація відбувались упродовж міо-пліоцену нерівномірно. В окремі фази вони проходили інтенсивніше. Сучасні ж показники такі: 2–10 мм/рік, 0,2–1 мм/рік (Собакарь та др., 1975). Якщо орієнтуватись на максимальні сучасні параметри, то тривалість розмиву складає в середньому 800 тис років (Гофштейн, 1995) швидкість здійснення і денудації відрізняються на порядок.

3.2.2. Особливості будови деяких тектонічних елементів Карпат

3.2.2.1. Кросненський покрив

Другий від краю покрив Складчастих Українських Карпат (рис. 3) простежується на поверхні від польсько-українського кордону до басейну р. Біла Тиса на відстань близько 200 км. З північного сходу він насунений на

Скибовий покрив, з південного заходу обмежений Дуклянсько-Чорногорським, а в басейнах Чорної і Білої Тиси – Буркутським покривами. Ширина покриву в Лемківському сегменті становить 25–38 км, Бойківському – 18–25 км, Гуцульському – від 20 км до повного перекриття.

Покрив виокремлений на початковому етапі пізнання Карпат як область поширення олігоценових відкладів кросненського типу, яка з південного заходу і північного сходу межує з ділянками, на яких поширені загалом більш древні породи. Ця суто стратиграфічна відмінність, без даних про глибинну будову, терену, була покладена помилково в ідею про існування особливої зануреної ділянки Карпат, яку називали Центральною синклінальною зоною, Центральною карпатською депресією або зоною Кросно. Ця хибна ідея і досі має визнання у частини переважно користувачів геологічної інформації, завдяки авторитету відомого карпатського геолога С. С. Круглова. Покривний характер кросненської одиниці в останні роки не заперечується, окрім С. С. Круглова. Останній виокремлює не покривну Кросненську зону як ділянку максимального поширення кросненських відкладів оліоцену і як пасивну окраїну Скибового покриву – єдину неалохтонну тектонічну зону, для якої властиві риси автохтонності (Буров и др., 1986). Ця досить дивна щодо покривно-лусково-складчастої споруди концепція спростовується низкою аргументів (Шлапінський та ін., 2020).

По-перше, на території Польщі між Скибовим і Кросненським покривами присутній Субсілезький покрив, який простежується на поверхні майже до польсько-українського кордону.

По-друге, з фронтальною частиною Кросненського покриву косо і незгідно контактують почергово скиби Славська і Рожанки, що підкреслює велику амплітуду переміщення між Кросненською одиницею і скибами, що власне і є ознакою покриву як тектонічної одиниці 1-го рангу. Це ще один аргумент на користь того, що Кросненська одиниця – це покрив.

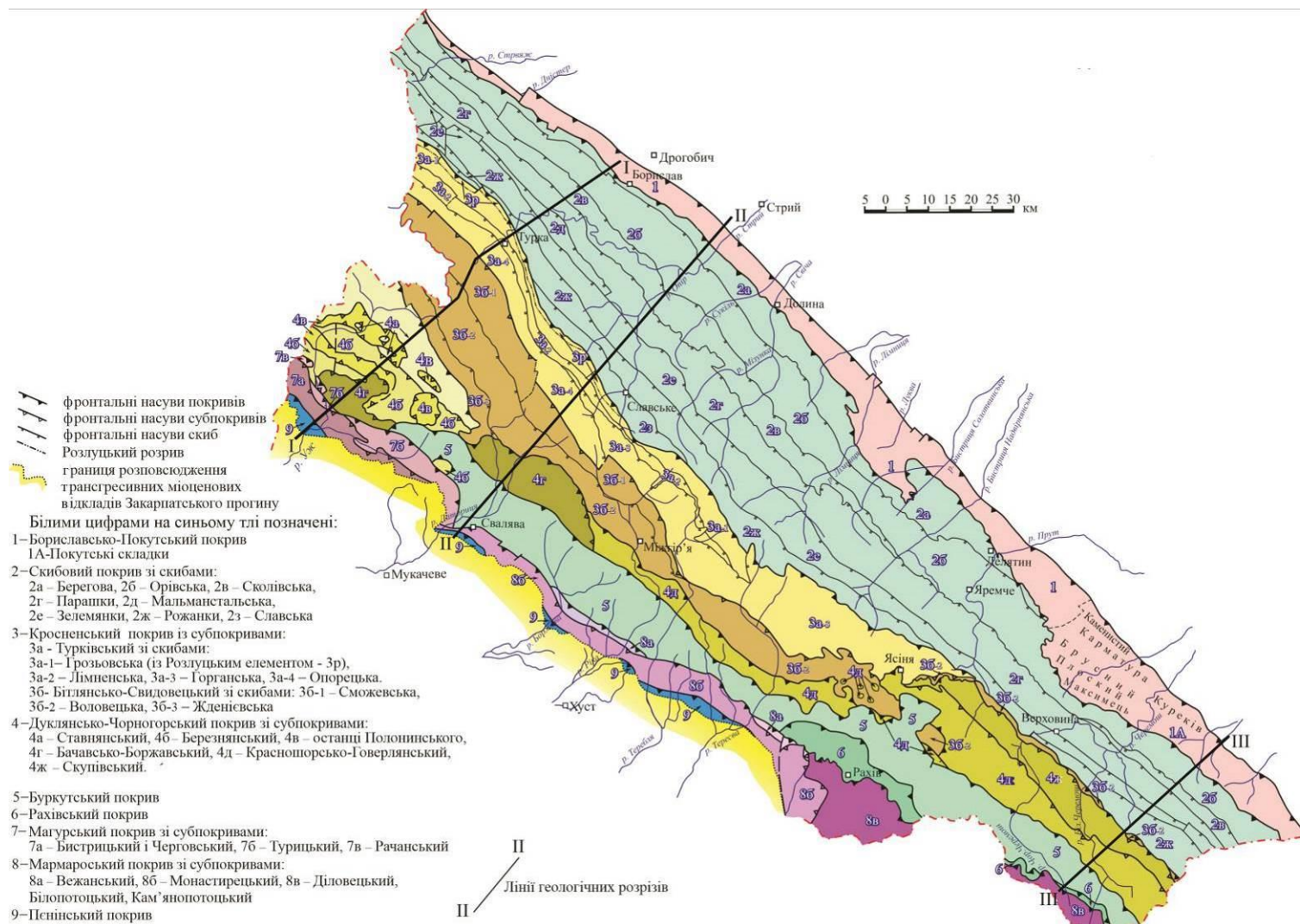


Рис. 3. Карта тектонічного районування Українських Карпат (уклали В. Є. Шлапінський і В. В. Кузовенко, 2020)

По-третє, на границі в північно-західній частині Скибового і Кросненського покривів спостерігається різка стрибкоподібна зміна потужностей кросненських відкладів олігоцену у 2,5 рази. Це також свідчить про значне переміщення між ними. Ці неспростовні аргументи наводять у своїх працях В. В. Кузовенко і В. В. Даниш (Даниш, 1994; Кузовенко та ін., 2001). До них можна долучити таке зауваження. За С. С. Кругловим, у межах Кросненської зони виокремлюється підзона Славсько–Верховинської западини, названої так лише через те, що в її межах переважають відклади олігоцену кросненського літотипу. Причому в її верховинській частині, за даними глибоких свердловин площ Лопушна, Бисків, Сергії, фундамент, на якому залягають породи флішового чохла, це найбільш піднесена ділянка Карпат, а ніяка не депресія. До того ж у структурному відношенні більша за площею частина Славської западини належить не до Кросненського, а до Скибового покриву, а Верховинська ділянка повністю розміщена на останній. Водночас, через те, що загальна збережена товщина відкладів олігоцену кросненського типу у Кросненському покриві дуже велика (до 4 км) слід вважати, що вони накопичувались на ділянці басейну, який інтенсивніше прогинався, порівняно з олігocenом менілітового типу. Але це була депресія на стадії осадонагромадження, яка на етапі орогенезу була перероблена і трансформована у покрив, такий самий як і інші карпатські одиниці першого рангу. І, нарешті, у Скибовому покриві аж до Розлуцької смуги простежуються підвернуті зірвані крила, а в Кросненському покриві вони відсутні.

За різко відмінними літотипами крейди–палеогену Кросненський покрив ділиться на два субпокриви (на границі, що їх розділяє, ці літотипи тепер зближені): Турківський і Бітлянсько-Свидовецький, які складаються зі скиб (вперше виділені В. В. Кузовенком і В. Є. Шлапінським) і лусок.

3.2.2.2. Турківський субпокров

Турківський субпокров складається (з північного сходу на південний захід) з Розлуцького тектонічного елементу, Грозьовської, Лімненської, Горганської та Опорецької скиб.

Розлуцький тектонічний елемент

На північному заході, у фронті насуву Турківського субпокрову на Скибовий, від польсько-українського кордону майже до верхів'я р. Опір простежується на 86 км вузький (ширина 0,3–1,0 км) Розлуцький тектонічний елемент. Він виповнений майже виключно палеогеном і складається з однієї або двох лусок. Як видно з геологічного розрізу (рис. 4), північне обмеження цього елементу являє собою фронтальний насув Кросненського покрову на Скибовий. Площина насуву дуже похила. Так, картувальна свердловина № 62 площі “Лімна”, пробурена в с. Лосинець, на відстані 50 м південно-західніше насуву, пройшла 18 м по строкатоколірних породах палеоцен–еоцену і під ними розкрила середньовішинські відклади олігоцену Славської скиби Скибового покрову, тобто кут площини насуву дорівнює приблизно 10°. Південна границя елементу обмежена майже вертикальним протяжним поздовжнім порушенням, яке, наприклад, структурно-пошукова свердловина 3-Турка не зустріла навіть і на глибині 1750 м. Це порушення відокремлює Розлуцький елемент від Грозьовської скиби. Що це вертикальний розрив, а не насув, свідчить контакт молодших ланок олігоцену Грозьовської луски з еоценовими або ранньоолігоценовими відкладами Розлуцького елементу на всій протяжній ділянці його розвитку. Отже, Розлуцький елемент являє собою відрубану розривом частину цієї луски. І такий елемент, і однойменне вертикальне порушення (поки що унікальні явища в Карпатах за амплітудою і протяжністю) сформувались під час утворення Кросненського покрову ще до завершення горизонтальних переміщень, на що вказують поперечні, молодші розриви (скидо-зсуви), які розтинають і сам скид, і Розлуцький елемент. Те, що скид,

розриває тіло лише Кросненського покриву, а не простежується в його піднасуві, а відтак те, що він безпосередньо не пов'язаний з розломом у фундаменті, свідчать матеріали сейсмозвідки. Вони впевнено фіксують скид у верхній частині флішового комплексу і повну відсутність його на глибині.

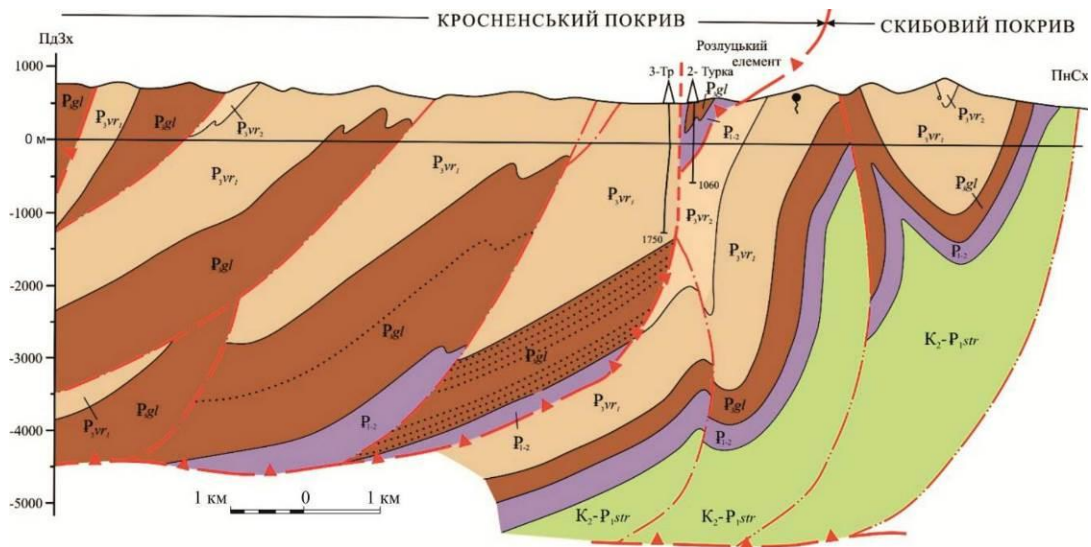


Рис.4. Геологічний розріз через Розлуцький тектонічний елемент (уклали В. В. Кузовенко і В. Є. Шлапінський)

Розлуцький елемент і скид у граничному південно-східному районі його поширення “виходять у повітря” і далі у цьому напрямку не простежуються. До речі, це ще один аргумент на користь того, що цей диз’юнктив порушує тільки Кросненський покрив, а не підстилаючі його верстви. Таку оцінку цьому елементу дав авторитетний карпатський геолог В. В. Кузовенко. Існують і альтернативні точки зору. Наприклад, Ф. П. Темнюк відносив Розлуцьку смугу до Підсілезької (Субсілезької) зони, яка, на його думку, трасується на українську територію з суміжної Польщі (Темнюк, 1965). Він зазначав, що важливим аргументом на користь приєднання Розлуцької смуги до Субсілезької одиниці є наявність в її складі крейдово–палеогенових відкладів венгловецького типу, які притаманні останній. Однак, крейдові відклади Розлуцького елементу не мають нічого спільного з венгловецькими мергелями

верхньої крейди. На відміну від останніх вони належать до стрийської світи верхньої крейди-палеоцену. Виокремили на українській території Субсілезьку зону і автори виданої 2007 р. Польським інститутом геологічним геологічної карти Зовнішніх Карпат масштабу 1 : 200000 (територія Польщі, України і Словаччини) (Jankowski et al., 2004) прийнявши за неї ту ж Розлуцьку смугу. Причому остання на цій карті продовжується від українського кордону на південний схід всього на 40 км. Насправді, як зазначено вище, її протяжність приблизно 90 км. Це підтверджується геологічною зйомкою масштабу 1:50000, за матеріалами якої вона впевнено простежена. З порівняння карт (польської і побудованої за результатами згаданої зйомки) помітно, що на першій Розлуцька смуга штучно обірвана, оскільки, як зазначено вище, характерною її особливістю є те, що південніше Розлуцького скиду завжди розміщені молодші за віком породи, які контактують зі старшими вже в межах Розлуцького елемента.

Такого розташування стратонів у Розлуцькій смузі і розташованій південно-західніше Грозівській лусці немає в жодній із сусідніх лусок і це є беззаперечним доказом продовження цього елемента до меридіану Славського.

Грозівська скиба

Грозівська скиба простежується від польського кордону до верхньої течії р. Мокранки на південному сході на віддаль 120 км. З південного заходу вона обмежена насувом Лімненської скиби, а на південний схід від р. Мокранки за простяганням вона занурюється під насув Горганської скиби, повністю перекриваючись нею. Ширина скиби змінюється від 0,8 до 5,0 км. Скиба звужується на ділянці зміни її простягання з субкарпатського на субмеридіональне. Вона складається з декількох лусок. Найбільшою з них є Грозівська, яка трасується через всю скибу. На денній поверхні луска складена переважно породами олігоцену і тільки на південному сході в ядрі антикліналі Вишківського Горгану виходять давніші відклади, до верхньої крейди включно.

Лімненська скиба

Простягається аналогічно до Грозьовської (простежується від польського кордону до р. Мокранка). З південного заходу на Лімненську скибу насунена Опорецька скиба, а південно-східніше, там, де остання тектонічно виклинюється, розташована Горганська, якою Лімненська скиба повністю перекривається. Її Ширина змінюється від 2,5 до 8 км. Вона складається з декількох лусок. Найбільша з них Лімненська. На північному заході луски закартовані фрагменти Вовченської антикліналі з частково збереженим склепінням і північно-східним крилом. Вона розділена поперечними порушеннями (зсуво-скидами) на тектонічні блоки. Ядерна частина антикліналі складена породами головецької світи.

Південно-західніше Лімненської простежуються вузькі Хащівська і Чарненська луски. В межах останньої відома також вузька (шириною 0,4–0,5 км) однойменна майже симетрична антикліналь, складена породами нижньоворховинської підсвіти. Пісковики цієї підсвіти на території Польщі містять промислові поклади високоякісної нафти – родовище Чарна.

Горганська скиба

Наступна на південний захід. На поверхні простягається від Славська на південний схід на 100 км. З південного заходу її перекриває Опорецька скиба (на північний захід від Славська). У південно-східному напрямку вона трасується до району Ясині, де занурюється під Дуклянсько-Чорногорський покрив. Ширина скиби змінюється від повного виклинювання до 18 км в басейні Брустуранки. Скиба складається з таких лусок (з північного сходу на південний захід): Північнодовжинської, Довжинської, Станіславської, Ялинкуватської і Брустуранської. На відміну від інших скиб, тут значно більше поширені доолігоценові відклади вікового діапазону верхня крейда–еоцен. Вони майже повністю заміщують олігоцен, внаслідок чого Горганську ділянку деякі геологи відносять до Скибової зони.

Насув Горганської скиби, який у південно-східному секторі одночасно є і насувом Кросненського покриву, має на денній поверхні сильно диференційовану конфігурацію, залежну від рельєфу місцевості. Це свідчить про дуже полого, субгоризонтальну поверхню насуву.

У Довжинській лусці простежена однойменна антиклінальна складка, яка продовжується на 42 км від межиріччя р.р. Мокранка і Брустуранка до Лазещини і Ясіні на південному сході. В ядрі складки виходять породи палеоцен-еоцену. Від р. Довжина (басейн р. Чорна Тиса) складка поступово занурюється на південний схід і більш древні породи нарощуються олігоценом. Через 14 км в цьому ж напрямку складку перекриває Дуклянсько-Чорногорський покрив. Максимальна ширина складки в Ясінській котловині – 5 км.

Наступна на південний захід Станіславська луска з однойменною антиклінальною складкою. Вона також трасується на поверхні більш як на 40 км. У північно-західній ділянці луска складена виключно породами еоцену–верхньої крейди. У напрямку Ясіні складка занурюється і на поверхні з'являються породи олігоцену, які нарощують розріз складки. Вона, як і Довжинська, повністю перекривається Скупівським і Красношорсько-Говерлянським субпокривами Дуклянсько-Чорногорського покриву. Максимальна ширина складки в перетині річки Яновець – до 6 км.

Ялинкуватська луска простягається на сто кілометрів від Тухольки до Ясіні. Вона перекривається насувом Бітлянсько-Свидовецького субпокриву. Судячи зі звивистої в плані лінії насуву цієї луски, він дуже пологий. Про це ж свідчить і наявність Торунського пів вікна розміром 1,2 км × 3 км, в якому виходять породи параавтохтону – олігоцен Лімненської луски. Максимальна ширина Ялинкуватської луски 5 км. У її складі переважають породи палеоцен–еоцену. У південно-східному секторі луски виокремлюється Лопухівська антикліналь.

Брустуранська луска має дещо меншу протяжність порівняно з Ялинкуватською (84 км). З південного заходу з нею контактують Опорецька скиба, а на більшій частині площі її поширення – Бітлянсько-Свидовецький субпокров. Найбільша ширина луски в її північно-східній частині в Бойківському сегменті – до 8 км. Основним компонентом скиби є породи, древніші від олігоцену.

Опорецька скиба

Виокремлюється у північно-західній частині Турківського субпокрову від польсько-українського кордону до с. Новоселиця, де вона обмежується поперечним розривним порушенням від Голятинської структури, і далі на південний схід не продовжується.

Вона складається з двох лусок (з північного сходу на південний захід): – Ропавської і Яблунівської. Ропавська велика, дуже протяжна луска. Її ширина збільшується в цілому у південно-східному напрямку з 1,5 км до 3,5 км. На більшій частині площі вона складена відкладами нижньовержовинської підсвіти. У південно-східному секторі більшого розвитку набувають породи головецької світи. У районі Опорця вони насунені на одновікові породи Ялинкуватської луски Горганської скиби. Це широке поле головецької світи у складі двох лусок, помилково картували як нормальну, похилу “Опорецьку антикліналь”, після чого тут навіть проводили структурно-пошукове буріння. Насув Ропавської луски дуже похилий.

3.2.2.3. Бітлянсько-Свидовецький субпокров

Бітлянсько-Свидовецький субпокров обмежує з південного заходу Турківський і відрізняється від останнього літофаціальною своєрідністю всього розрізу, від верхньої крейди до олігоцену. Це вказує на відмінні умови формування осадів в обох, колись віддалених просторово частинах басейну осадонагромадження, зближених тепер. Звідси випливає, що його насув на

Турківський субпокров має значну амплітуду і виокремлення його як тектонічної одиниці II-го рангу, цілком обґрунтоване.

З південного заходу субпокров обмежений Дуклянсько-Чорногорським, а в перетині Ясіні Буркутським покриттями. Він простежується від українсько-польського кордону, де має найбільшу ширину (19 км), до басейну р. Біла Тиса. У Лемківському і частині Бойківського сегменту, аж до району Міжгір'я, на денній поверхні в складі субпокрову переважають олігоцені відклади. Південно-східніше останнього населеного пункту домінують породи крейди-еоцену. Цю частину Бітлянського субпокрову виокремлювали під назвою Близницької (Беэр и др., 1965) Свидовецької (Вялов, 1965) або Климовської (Габинет и др., 1977) одиниць і залучали до Дуклянської чи Чорногорської або Петроської зон як підзону, і тільки деякі геологи припускали перехід Свидовецької одиниці в Кросненську зону (власне в Бітлянський субпокров) (Царненко, 1974).

У складі Бітлянсько-Свидовецького субпокрову ми виокремили три скиби – передову Сможевську, Воловецьку і Жденієвську.

Сможевська скиба

Складається з декількох лусок. На північному заході, від зовнішнього краю субпокрову це Боринська, Нижньо- і Верхньо Турівська, а також Яворів-Пилипецька луски, в яких розвинуті олігоцені відклади. У південно-східному напрямку луски поступово підносяться і в трьох з них на денній поверхні у басейні р. Стрий з'являються більш древні породи палеоцен-еоцену, а в Яворів-Пилипецькій лусці – навіть верхньої крейди. Колись виходи цих доолігенових порід об'єднували під назвою “Сможевська” структура, або підняття (Глушко, Круглов, 1971). З південного сходу вони обмежуються протяжним і амплітудним скидо-зсувом субмеридіонального простягання, за яким на поверхні присутні вже тільки дві південні луски – Яворів-Пилипецька і Верхньо- Турівська.

Ще далі на південний схід, північніше внутрішніх лусок скиби, на продовженні Боринської луски, розташована відома в геологічній літературі Голятинська антикліналь, в ядрі якої виходять темноколірні відклади, літологічно подібні до порід Сможевської ділянки, вік яких – верхи верхньої крейди або палеоцен. У районі Колочави (бас. р. Теребля) Голятинська складка, яка представляє тут Сможевську скибу, перекривається насувом Воловецької скиби.

Воловецька скиба

Починаючи від кордону з Польщею, в її складі виділяються три великі луски – Сянківська, Либохорсько-Вепровецька і Ужоцько-Абранська. Найдовша і найширша з них друга луска. У перетині смт. Міжгір'я ширина її становить 8,5 км. Там вона розділена на декілька блоків низкою стрімких різноорієнтованих розривів. Південно-східніше цього району з-під олігоцену стратиграфічно згідно виходять послідовно відклади еоцену, палеоцену, а далі й верхньої крейди. У цілому Свидовецька ділянка Бітлянсько-Свидовецького субпокриву є південно-східним продовженням Сможевської і Воловецької скиб.

У межиріччі Брустуранки, Чорної і Білої Тиси північно-східна частина Свидовецької ділянки, яка, ймовірно, відповідає Сможевській скибі, набуває покривного характеру, якщо судити з її будови і звивистої в плані лінії її насуву на Турківський субпокрив. Між населеними пунктами Ясіня і Кваси по р. Чорна Тиса і її притоках Тростянцю і Кевеле Бітлянсько-Свидовецький субпокрив з південного заходу обмежений насувами Красношорсько-Говерляньського субпокриву і Буркутського покриву, а південно-східніше дуже пологим Петроським пів останцем. У потоці Кевеле, р. Чорна Тиса і в нижній течії правих притоків цієї річки – Трофанці і Гропянці відслонюються древніші ланки верхньої крейди – лолинська світа. Зазначимо, що послідовна поява все старших порід, починаючи від Міжгір'я на південний схід, підтверджує висновок про належність Свидовецької ділянки до Бітлянського субпокриву.

На ділянці потоку Свидовець на північ від пісковиків урдинської світи Бітлянсько-Свидовецької одиниці розповсюджена смуга нижньокрейдових відкладів Говерлянського субпокриву. На підставі такого просторового взаємного їх розміщення вважалось, що Свидовецька одиниця насунута на Говерлянську (Вялов и др., 1986).

Ця помилкова точка зору була причиною появи багатьох варіантів зіставлення тектонічних одиниць в центральній частині Зовнішніх Карпат. Усі вони виявились хибними. Варіант, що, навпаки, Говерлянський субпокрив був насунутий на Свидовецьку одиницю, раніше ніхто не розглядав.

Аналіз матеріалів геологічної зйомки дав підстави В. В. Кузовенку і В. Є. Шлапінському стверджувати, що не Бітлянсько-Свидовецький субпокрив насунений на Говерлянський, а, навпаки, він сам перекривається останнім (Глушко та ін., 1994).

Для тектоніки Свидовецької ділянки Бітлянського субпокриву, порівняно з Говерлянською і Красношорською одиницями, характерна значно менш напружена складчастість. Особливо добре це видно у Кевелівському тектонічному пів вікні, біля Петроського виступу. Тут кути падіння порід верхньої крейди зазвичай не перевищують 10–25 °, а стратиграфічна границя між лолинською та урдинською світами простягається з півдня на північ, ніби підкреслюючи центриклінальне замикання Бітлянського субпокриву. У південно-східному напрямку він занурюється під Петроський виступ, потім на короткій відстані з'являється на поверхні у Лолинському тектонічному вікні у басейні потоку Говерла (права притока р. Біла Тиса) (Глушко та ін., 1994). Подальше простягання його на схід, а далі на південь прогнозується у вигляді зон Макла Загон і Тороклеж, які з заходу контактують із зоною Аудія (Дуклянсько-Чорногорською). Зі сходу остання межує з лускою Ропочел також Бітлянсько-Свидовецького покриву. Південніше долини р. Бузеу, там, де зона Аудія “виходить у повітря”, обидві ланки Бітлянсько-Свидовецького покриву

з'єднуються у вигляді лусок і продовжуються, вірогідно, до Південних Карпат (Shlapinskyi, 2018).

Жденієвська скиба

Найпівденніша одиниця Бітлянсько-Свидовецького субпокриву. З південного заходу вона обмежується насувом Дуклянсько-Чорногорського покриву. Протяжність скиби – біля 50 км (від польсько-українського кордону до району Воловця). Вона складається з трьох лусок – Гусненсько-Буковецької, Волосянсько-Підполоззівської і Тихого. Підставою для виокремлення скиби є дуже похилий насув її передової луски на тильну частину Воловецької скиби, якщо судити за звивистою лінією насуву, що свідчить про значне її переміщення, а, отже, про доцільність такого виділення.

Луски даної скиби розвинуті тільки в північно-західній частині Карпат. Вони порівняно вузькі (в середньому їхня ширина становить 1,5 км) і вивчені на денній поверхні породами олігоцену. У фронтальних їх частинах локально виходять породи головецької світи (поблизу польської території), а в тильних – нижньовержовинські відклади.

ЛІТЕРАТУРА ДО ТРЕТЬОГО РОЗДІЛУ

- Андреева-Григорович, А. С., Вялов, О. С., Гавура, С. П. и др. (1984). *Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат* [Препринт]. Институт геологических наук АН УССР. Киев.
- Бабинец, А. Е., Буров, В. С., Вялов, О. С. и др. (1958). *Путеводитель экскурсии Съезда Карпато-Балканской ассоциации, сентябрь 1958 г.* Львов: Издательство Львовского университета.
- Безр, М. А., Бызова С. Л., & Ломизе, М. Г. (1965). Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты). *Геотектоника*, 4, 84–91.
- Буров, В. С., Вишняков, И. Б., Глушко, В. В. и др. (1986). *Тектоника Украинских Карпат: объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат. М-б 1 : 200 000* (С. С. Круглов, ред.). Киев: УкрНИГРИ.
- Буров, В. С., Глушко, В. В., Шакин, В. А., & Шпак, П. Ф. (1969). К вопросу о северо-восточной границе распространения флиша во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. *Геологический журнал*, 29(3), 3–11.
- Вашченко, В. О., & Гнилко, О. М. (2003). Про стратиграфію соленосних молас Українського Прикарпаття. *Збірник наукових праць УкрНДГРІ*, 2, 71–78.
- Вялов, О. С. (1965). *Стратиграфия неогеновых молас Предкарпатского прогиба*. Киев: Наукова думка.
- Вялов, О. С., Буров, В. С., Муравецкий, В. Н. (1986). Некоторые черты строения Закарпатского прогиба. В *Материалы VI съезда КБГА* (с. 335–337).
- Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В. и др. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В., Медведев, А. П. и др. (1984). Принципиальные вопросы тектоники Запада Украины. *Геологический журнал*, 2, 1–10.

- Габинет, М. П., Кульчицкий, Я. О., Матковский, О. И., & Ясинская, А. А. (1977). *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат* (Ч. 2). Львов: Вища школа.
- Глушко, В. В., & Круглов, С. С. (Ред.). (1971). Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. *Труды УкрНИГРИ*, 25.
- Глушко, В. В., Кузовенко, В. В., & Шлапінський, В. Є. (1994). Схема тектоніки межиріччя Тересва–Чорний Черемош. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(86–87), 158–163.
- Гофштейн, И. Д. (1995). *Геоморфологический очерк Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Грузман, А. Д. (1983). *Фораминиферы и стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Украинских Карпат* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. Киев.
- Даниш, В. В. (1994). Деякі проблеми геології Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(86–87), 163–69.
- Круглов, С. С., Смирнов, С. Е., Спитковская, С. М., Фильштынський, Л. Е., & Хижняков, А. В. (1985). *Геодинамика Карпат*. Киев.
- Кузовенко, В. В., Шлапінський, В. Є., Мачальський, Д. В. (2001). Деталізація геологічної будови північно-західної частини внутрішніх флішових покривів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів перспективних на нафту і газ (1998–2001 рр.) [Звіт] (Т. 1). Львів.
- Кульчицький, Я. О., Дригант, Д. М., Андрєєва-Григорович, А. С. и др. (1996). Схема стратиграфії неогенових відкладів Західного (Центрального) Паратетису в межах України. *Палеонтологічний збірник*, 31, 14–17.
- Кульчицкий, Я. О., & Совчик, Я. В. (1985). Граница палеогена и неогена в Карпатах. *Известия АН СССР. Серия геол.*, 11, 56–63.
- Лозиняк, П. Ю. (2001). До вивчення геологічної будови Карпатської споруди. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4, 64–70.
- Лозиняк, П., & Петрашкевич, М. (2007). Основні принципи і схема тектонічного районування Українських Карпат. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник*, 19, 50–61.

- Максимов, А. В. (1959). *Стратиграфия и фауна моллюсков палеогена Восточных Карпат* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Мацьків, Б. В. (Відп. викон.). (2006). *Звіт по тематичній роботі «Геологічна будова та корисні копалини басейнів верхньої течії рік Тиса, Прут та Черемош». Геологічне довивчення площ масштабу 1 : 200 000. Рахівська група аркушів М-34-XXXVI, L-34-VI, М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I в межах України на площі 12 100 км² (1997–2006).* Київ.
- Панов, Г. М. (1967). Маркирующие горизонты палеогена Северо-Буковинских Карпат. В *Вопросы геологии Карпат* (с. 93–98). Львов: Издательство Львовского университета.
- Собакарь, Г. Т., Сомов В. Н., & Кузнецова, В. Г. (1975). *Современная динамика и структура земной коры Карпат и прилегающих территорий.* Киев: Наукова думка.
- Темнюк, Ф. П. (1965). Структурные единицы северного склона Украинских Карпат и перспективы их нефтеносности. В *Материалы научной конференции выпускников геологического факультета Львовского университета (1945–1965 гг.)* (с. 7–9). Львов: Издательство Львовского университета.
- Хлопонин, К. Л. (1970). *Стратиграфия и фауна нуммулитов палеогена Восточных Карпат* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Царненко, П. Н. (1974). *Геологическое строение Полонинско-Черногорских и Горганских Карпат* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Шакин, В. А. (1960). *Стратиграфия и литология олигоценовых отложений юго-восточной части Советских Карпат* [Дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Шакин, В. А. (Ред.). (1977). *Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. М-б 1 : 200 000.* Киев: Мингео УССР, УкрНИГРИ.
- Шлапінський, В. Є. (2007). Літологічний склад і стратиграфія нижнього олігоцену межиріччя Чорної Тиси і Чорного Черемошу. У *Прикладна наука*

сьогодні: здобутки і проблеми (до 50-річчя УкрДГПІ): тези доповідей Міжнародної науково-технічної конференції (5–6 липня 2007 р.). (с. 194–196). Київ.

- Шлапінський, В. (2012b). Про границю між олігоценом і міоценом в Бориславсько-Покутському покриві Передкарпатського прогину і Складчастих Карпатах. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник*, 30, 100–118.
- Шлапінський, В., & Мачальський, Д. (2006). До історії відкриття та дослідження маркувального горизонту смугастих вапняків в Українських Карпатах. У *Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат*: матеріали Міжнародної наукової конференції до 100-річчя від дня народження член-кореспондента НАН України Миколи Романовича Ладиженського та 55-річчя Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (Львів, 26–28 вересня 2006р.) (с. 242–244). Львів: ІГГГК НАНУ.
- Шлапінський, В. Є., Павлюк, М. І., & Тернавський, М. М. (2020). Критичний розгляд проблемних питань стратиграфії і тектоніки Складчастих Карпат і прилеглих територій на прикладі «Держгеокарти–200». *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1(182), 5–39. <https://doi.org/10.15407/ggcm2020.01.005>
- Шлапінський, В., & Тернавський, М. (2020). Про поділ Передкарпатського краєвого прогину. У *Проблеми геології фанерозою України: XI Всеукраїнська наукова конференція, присвячена Дню Університету, 75-й річниці геологічного факультету і 115-й річниці Палеонтологічного музею* (Львів, 7–9 жовтня 2020 р.) (с. 49–53). Львів.
- Jankowski, L., Korciowski, R., Rylko, W. (Eds.). (2004). *Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia. 1 : 200 000* (Compiled by: L. Jankowski, R. Korciowski & W. Rylko – Poland; V. Danysh & P. Tsarnenko – Ukraine; J. Janocko & S. Jacko – Slovak Republic). Polish geological institute. Warshaw.
- Jankowski, L., Korciowski, R., Rylko, W. (Eds.). (2007). *Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia. 1 : 200 000*

(Compiled by: L. Jankowski, R. Kopciowski & W. Rylko – Poland; V. Danysh & P. Tsarnenko – Ukraine; J. Janocko & S. Jacko – Slovak Republic). Polish geological institute. Warsaw.

Shlapinskyi, V. E. (2018). Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians. *Geodynamics*, 2(25), 49–64. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.02.049>

4. КРИТЕРІЇ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ЗАХОДУ УКРАЇНИ

4.1. ГЕОХІМІЧНІ УМОВИ НАФТОГАЗОНАГРОМАДЖЕННЯ

4.1.1. Просторовий розподіл вуглеводневих скупчень Західного регіону

Особливості поширення покладів нафти і газу та їх приуроченість до певних зон та стратиграфічних одиниць залежать від геологічної будови територій, історії їхнього розвитку та умов нафтогазонакопичення. У межах Західного нафтогазонасного регіону виділяються наступні елементи.

Балтійсько-Переддобрудзька нафтогазонасна провінція: Волино-Подільська нафтогазонасна область: Волинський нафтогазонасний район, Подільський перспективний район, Бузький газонасний район, Нестеровський перспективний район;

Карпатська нафтогазонасна провінція: Передкарпатська нафтогазонасна область: Більче-Волицький нафтогазонасний район, Бориславсько-Покутський нафтогазонасний район; Карпатська нафтогазонасна область: Скибовий нафтогазонасний район; Кросненський перспективний район; Закарпатська газонасна область: Мукачівський газонасний район; Солотвинський газонасний район (Іванюта, 1998).

Названі області та райони нерівноцінні за станом вивчення, потенційними ресурсами вуглеводнів, кількістю родовищ та фазовим станом покладів. Є значні розбіжності у віці продуктивних та перспективних комплексів, глибинах їх залягання.

У Волино-Подільській нафтогазонасній області відкрито лише два газові родовища у відкладах середнього і нижнього девону (рис. 5). Є підстави вважати, що при подальшому вивченні їх кількість збільшиться як шляхом розширення стратиграфічного діапазону, так і внаслідок виявлення нових типів покладів. Крім газових, тут можливе відкриття і нафтових скупчень.

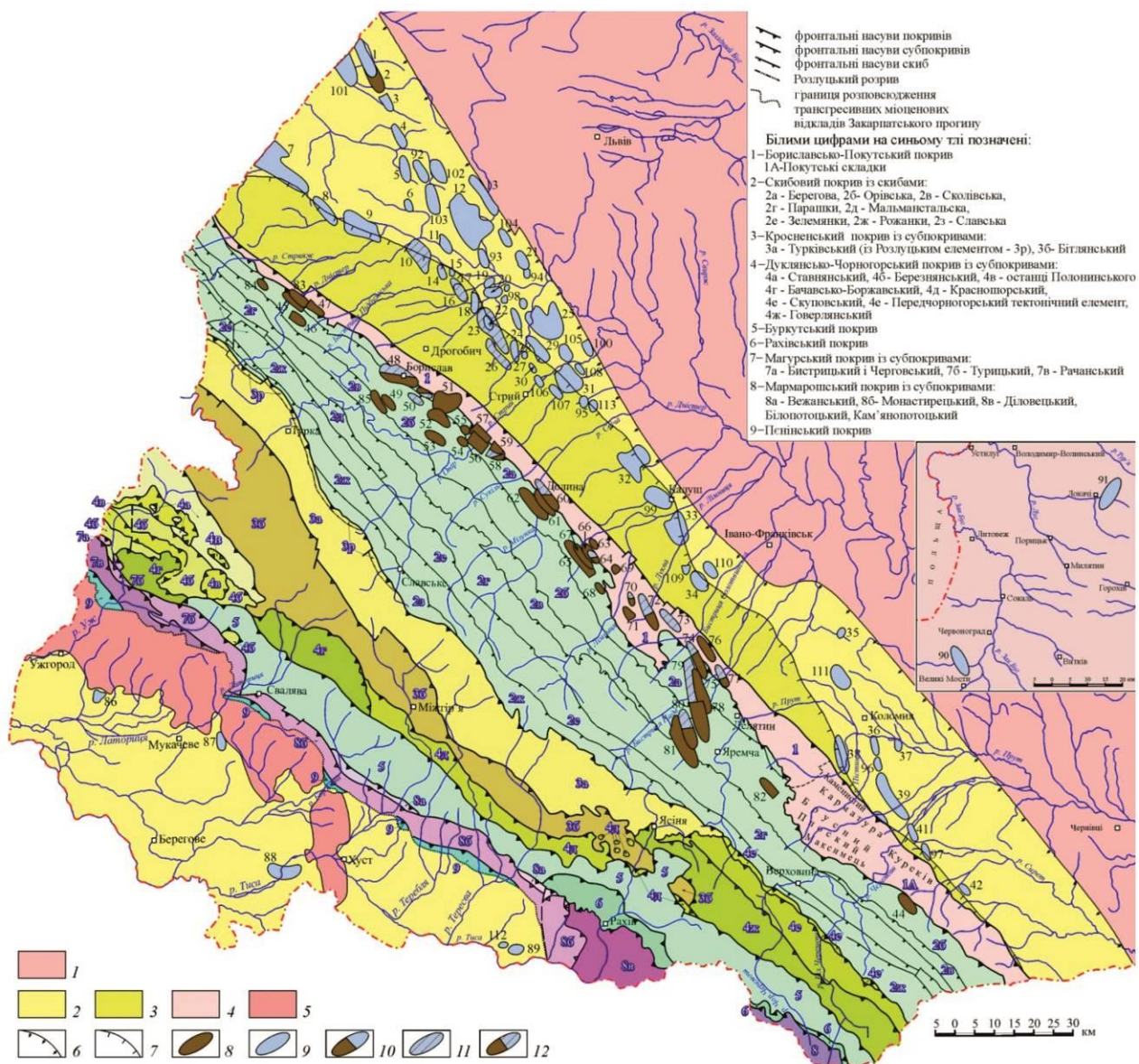


Рис. 5. Розміщення родовищ вуглеводнів на території Західного регіону України

У Більче-Волицькому нафтогазоносному районі з 47 родовищ 45 газові і газоконденсатні з покладами в утвореннях міоцену та мезозою і тільки два – нафтові – одне на північному заході (Коханівське, верхня юра) і друге на південному сході (Лопушнянське, палеоген, крейда та верхня юра). Район досить детально вивчений бурінням і сейсморозвідкою, які свідчать про значні перспективи лише його південно-східної частини під насувом Покутсько-Буковинських Карпат.

Бориславсько-Покутський нафтогазоносний район є переважно нафтоносним: з 39 відкритих в утвореннях палеогену родовищ 37 нафтові, нафтогазові та нафтогазоконденсатні і лише два – газоконденсатні. Зосереджені вони майже в усіх ярусах складок. Перспективи виявлення нових покладів пов'язують насамперед з їх зануреними частинами на глибинах понад 4–5 км. У Скибовому районі Карпатської нафтогазоносної області крім численних проявів вуглеводнів відомі 29 переважно невеликих нафтових родовищ в утвореннях палеогену і верхньої крейди. Нові поклади можуть бути відкриті тут на невеликих глибинах у породах фронтальних скиб того ж віку разом з параавтохтонними елементами Скибового покриву, а також у глибоко занурених відкладах фундаменту Карпат.

Значний інтерес становить Кросненський покрив, в якому також зафіксовані численні прояви нафти і газу, а також інтенсивні припливи газу у низці свердловин, які розкривали відклади флішу у діапазоні глибин від перших десятків метрів до 5260 м.

З п'яти газових родовищ, пов'язаних з неогеновою товщею Закарпатської газонасної області, три припадає на Мукачівський (Русько-Комарівське, Станівське, Королівське) і два – на Солотвинський (Солотвинське, Дібровське) газонасні райони.

Стратиграфічний діапазон промислової нафтогазоносності Заходу України охоплює інтервал від нижнього девону до пліоцену включно.

З девонськими утвореннями пов'язані промислові поклади газу у піщаних колекторах на Локацькому та Великомоствському родовищах Волино-Подільської нафтогазоносної області.

Верхньоярський розріз містить газове скупчення на Рудківському родовищі в північно-західній частині Більче-Волицької зони, а також нафтові – на Коханівському і Лопушнянському.

З верхньокрейдовими сенонськими пісковиками пов'язані значні за розмірами поклади газу на північному заході Більче-Волицької зони (Угерське, Більче-Волицьке, Меденицьке родовища) і нафти – в сеноманських пісковиках Лопушнянського родовища. Верхньокрейдові утворення флішової формації містять невеликі поклади нафти в межах Бориславсько-Покутської зони на Битків-Бабченському родовищі, а також Космацькому на Покутті.

У Скибовому покриві продуктивними є “ямнеподібні” пісковики стрийської світи верхньої крейди, з яких видобуток нафти проводився у різні роки на 17 родовищах.

Непромислові скупчення газу в верхньокрейдових теригенних товщах з низькими колекторськими властивостями встановлено також на площі Тереля в Закарпатській області.

Палеоген є основним нафтогазоносним комплексом в Бориславсько-Покутській зоні. Для нього характерний розвиток на різних стратиграфічних рівнях (палеоцен, нижня, середня частина і верхи еоцену, олігоцен) горизонтів масивних пісковиків товщиною десятки і перші сотні метрів. У Скибовій зоні Карпат пісковики ямненської світи продуктивні на Східницькому, Стрільбицькому родовищах і на родовищах і ділянках Бориславського нафтогазовидобувного району: МЕР, Міріам, Фаустина, Блянка. З ямненських відкладів видобуто понад 90 % нафти і газу від валового видобутку в Скибовому покриві. На відміну від Бориславсько-Покутської зони з відкладів еоцену і олігоцену тут отримано не більше 4 % від загального видобутку вуглеводнів.

Платформні епіконтинентальні відклади палеогену нафтоносні на південному сході Більче-Волицької зони (Лопушнянське родовище).

Міоцен є другим основним газоносним горизонтом на заході України. До нього приурочена більшість родовищ північно-західної частини Більче-Волицької зони, де продуктивними є піщані відклади нижнього сармату на Угерському, Більче-Волицькому, Рудківському, Хідновицькому, Пинянському, Залужанському, Летнянському та інших родовищах.

Відклади верхнього бадену газоносні в центральній і південно-східній частинах Більче-Волицької зони.

У Закарпатському прогині встановлена промислова газоносність бадену, сармату і пліоцену. На відміну від Більче-Волицької зони стратиграфічний діапазон промислової газоносності неогену тут ширший за рахунок нижнього бадену (Солотвинське родовище) і верхів сармату – пліоцену (Королівське родовище), однак поклади газу менші за запасами, ніж у Передкарпатті.

Родовища нафти та газу регіону пов'язані з пастками склепінного або комбінованого типу, у формуванні яких суттєву роль відігравали тектонічне екранування та літологічне обмеження пластів.

Найбільш складні та різноманітні умови газонафтонакопичення у Більче-Волицькому нафтогазоносному районі. Масивні поклади приурочені до ерозійних виступів юрських та крейдових утворень в ядрах міоценових антиклінальних структур (Рудківська, Більче-Волицька, Угерська). На Лопушнянському родовищі наявні масивне (юра), пластові склепінні тектонічно екрановані (крейда) і літологічно обмежене (палеоген) скупчення вуглеводнів. У баденських породах (Гринівське, Богородчанське, Косівське та інші родовища) пастки переважно літологічно обмеженого типу завдяки лінзоподібному розвитку колекторів. У сарматському комплексі більшість покладів знаходиться в антикліналях, однак у їх розміщенні важливу роль відіграє і фактор літологічного обмеження, внаслідок чого скупчення газу нерідко розташовані на перикліналях та крилах піднять (Пинянське,

Залужанське та інші родовища). У смузі, що прилягає до Самбірського покриття, виявлені поклади пластового типу, екрановані з південного заходу насувом (Кавське, Угерське та інші родовища). Для смуги Краковецького розлому, яка має ступінчасту будову, характерні пастки, що тектонічно екрануються скидами як на зануреному, так і на піднятому блоці (Макунівське, Новосілівське родовища).

У Бориславсько-Покутському нафтогазоносному районі скупчення вуглеводнів пов'язані з асиметричними, нерідко лежачими антикліналями. Поклади пластові склепінні та масивно-пластові, здебільшого тектонічно екрановані поперечними скидами і скидо-зсувами (Бориславське, Орів-Уличнянське, Долинське та інші родовища). Інколи нафтогазоносні периклінальні частини структур екрановані скидами, тоді як колектори склепінних частин обводнені (Луквинське, Рудавецьке та інші родовища). Відомі також скупчення вуглеводнів у підвернутих крилах складок, екранованих по підйому пласта насувами, а за простяганням – поперечними скидо-зсувами (Рожнятівське, Спаське-Глибинне, Битків-Бабченське родовища). Невитриманість палеогенових колекторів зумовила наявність на деяких родовищах пасток пластового склепінного тектонічно екранованого та літологічно обмеженого типу (Орів-Уличнянське, Струтинське та інші родовища).

У Скибовому нафтогазоносному районі на більшості родовищ поклади за типом подібні (Східницьке і Стрільбицьке родовища) до виявлених у Бориславсько-Покутському районі.

На родовищах Закарпатської газonosної області розвинуті складні за будовою комбіновані пастки: пластові склепінні тектонічно екрановані, літологічно обмежені (Русько-Комарівське, Станівське, Королівське) і лише на Солотвинському – склепінні масивні тектонічно екрановані.

Скупчення вуглеводнів Волино-Подільської нафтогазоносної області зазвичай пластові склепінні, літологічно обмежені (Великомостівське, Локацьке родовища).

Родовища регіону здебільшого багатопластові, причому нерідко включають поклади різних типів. Однопластові виявлені переважно у Бориславсько-Покутському нафтогазоносному районі (Орів-Уличнянське, Південномонастирецьке, Південностинавське, Рудавецьке, Рожнятівське, Спаське-Глибинне) і лише одне (Малогорожанське) – у Більче-Волицькому. На деяких родовищах Бориславсько-Покутського НГР (Соколовецьке, Микуличинське та інші) і трьох – Закарпатської газоносної області (Королівське, Станівське, Солотвинське) відомо лише по одному вуглеводневому скупченню.

Найбільші глибини, з яких отримані промислові припливи нафти, становлять 5700–5800 м у Бориславсько-Покутській зоні (Соколовецьке родовище) і 4180–4464 м у Більче-Волицькій (Лопушнянське родовище).

4.1.2. Фізико-хімічні властивості вуглеводнів регіону

Геохімічні дослідження складу нафти і конденсату проводили у трьох структурно-тектонічних елементах регіону – Зовнішній, Внутрішній зонах Передкарпатського прогину та Складчастих Карпатах (табл. 1, 2).

Фізико-хімічні властивості вуглеводнів регіону коливаються в значних межах. Густина нафт змінюється у широкому діапазоні: важкі відомі у юрських утвореннях Коханівського і Вишнянського родовищ (до 1014 кг/м³), у приконтатних частинах деяких покладів Бориславсько-Покутського нафтогазоносного району (880–920 кг/м³); легкі (750–800 кг/м³) трапляються у верхніх горизонтах Бориславського, Долинського, Битків-Бабченського родовищ. Густина олігоценівих нафт у середньому становить 840–850 кг/м³, еоценових та палеоценових – 840–860 кг/м³. Нафти крейдових відкладів

Скибового нафтогазоносного району мають меншу густину – 770–840 кг/м³, що пояснюється їхньою фільтрацією з нижніх горизонтів розрізу.

Більша частина родовищ містить нев'язкі нафти (Глибинна складка Бориславського, Долинське, Битків-Бабченське, Східницьке та інші); середні за в'язкістю вони у Бориславському піднасуві, олігоценівому покладі Струтинського, Орівській ділянці Орів–Уличнянського та Стрільбицькому родовищі; в'язкі – у Коханівському, Блажівському, еоценовому покладі Струтинського та приконтатних частинах Бориславського і Битків-Бабченського родовищ; на деяких (Східницьке, Бориславське) цей показник зростає з глибиною залягання.

Фракційний склад нафт змінюється у широких межах. Вміст легких вуглеводнів у середньому становить 10–20 %, але інколи знижується до 5 % або зростає до 50 %. Найменше легких вуглеводнів у нафтах Північнодолинського, а також Глибинних складок Бориславського та Битків-Бабченського родовищ, найбільше – у нафтах Ріпнянського, Східницького, Битків-Бабченського (Берегова скиба) родовищ, де поклади залягають на невеликих глибинах. За вмістом сірки нафти поділяються на малосірчисті (до 0,3 %), середньо- (0,3–1,0 %) та високосірчисті (понад 1,0 %). Перші відомі на родовищах Карпатської НГО. У Передкарпатській нафтогазоносній області сірки, як правило, від 0,3 % до 0,5 %. Нафти Орів–Уличнянського родовища та складки Стара Копальня мають переважно меншу її кількість. Багато сірки (1–8 %) у нафтах зони контакту нафта – вода (Коханівське, Бориславське, Битків-Бабченське родовища та Орівська ділянка Орів–Уличнянського). За груповим складом нафти переважно метано-нафтові, нафто-метанові, ароматико-нафто-метанові та ароматичні. Більшість їх у Передкарпатській нафтогазоносній області належить до перших двох класів, у Карпатській нафтогазоносній області – до ароматико-нафтового і нафто-ароматичного. До класу ароматичних належать нафти приконтатних зон (Коханівське, Битків-Бабченське родовища).

Таблиця 1

Характеристика газоконденсатів Західного нафтогазоносного регіону України (Іванюта, 1998)

Родовище	Глибина залягання покрівлі продуктивного горизонту, м	Густина, кг/м ³	Молеку- лярна маса	Вміст, мас. %				Груповий склад вуглеводнів, %		
				асфальтени	смоли	парафіни	сірка	метанові	нафтенові	ароматичні
Залужанське	3280	817	147	—	0,5	4,35	—	—	—	—
Грушівське	1720	750	—	—	—	—	—	100	—	—
Летнянське	1654	812,7	178	—	0,93	10,3	0,06	60	24	16
	1485	723,0	104	—	0,11	0,03	0,02	56	36	8
	1563	820,4	153	—	0,13	—	—	22	53	25
Гайське	1650	699,6	98	—	0,119	—	0,01	60,5	33,5	6,0
	1820	751,5	125	—	0,68	6,4	0,07	64,0	25,0	11,0
	1550	740,6	123	—	0,19	—	0,02	72,0	25,0	3,0
Космацьке	2507	728	99	0,04	0,1	0,4	0,03	73,0		12,7
	2780	710	98	0,01	0,06	0,07	0,08	77,9		15,6
Монастирчанське	3520	776	137	0,51	0,57	1,94	—	—	—	—
Іваніківське	3053	763	—	—	0,2	0,1	0,024	—	—	—
Танявське	2170	847,3	224	2,9	9,3	5,5	0,68	58,3		13,9
Північно- долинське	2695	755	102	—	до 1	3,3	0,3	—	—	—
Росільнянське	2172	776,2	151	0,4	0,36	0,88	—	60,0	21,0	18,4
	2420	781,0	133	—	0,10	13,3	0,14	60,0	19,7	18,9
Південно- гвіздецьке	3260	808	168	—	1,2	6,9	—	—	—	—
Битків-Бабченське	1900	751	131	—	0,54	0,41	0,03	60	23	17

Таблиця 2

Характеристика нафт Західного нафтогазоносного регіону України (Іванюта, 1998)

Родовище	Глибина залягання покрівлі продуктивного горизонту, м	Густина, кг/м ³		Вміст, мас. %				Груповий склад вуглеводнів, %		
		пластової	дегазованої	парафіни	смоли	асфальтени	сірка	ароматичні	нафтові	метанові
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Коханівське	1300	949	982	2,5	26,1	17,5	5,14	—	—	—
Лопушнянське	4080	647,5	822,0	7,69	4,84	0,26	0,16	—	—	—
	4200	658,8	823,8	8,86	4,36	0,15	0,13	—	—	—
	4300	675,0	839,5	8,41	4,63	0,45	0,35	—	—	—
Старосамбірське	3075	757,2	850,0	7,3	5,4	0,1	1,75	—	—	—
	3285	755,0	846,3	6,0	22,0	1,8	0,33	—	—	—
Південномонастирецьке	4440	823,5	860,3	11,4	13,6	1,95	0,36	—	—	—
Блажівське	3000	850,7	876,0	8,14	8,68	4,85	2,0	—	—	—
	3100	805,7	840,6	12,43	6,81	1,55	2,32	—	—	—
Новосхідницьке	3900	564	844,2	3,92	17,76	4,63	0,2	—	—	—
	4550	660	842,9	4,77	15,0	1,15	0,31	—	—	—
Орів-Уличнянське	2562	687	854	7,9	25,0	2,5	0,41	—	—	—
	3100	677	837	2,2	12,0	0,4	0,13	—	—	—
Соколовецьке	5700	679	813	0,06	1,44	0,12	0,164	—	—	—
Заводівське	4280	676,5	840,0	5,6	10,05	0,44	0,16	—	—	—
	4460	549,0	834,0	5,6	10,87	1,16	0,138	—	—	—
Південностинавське	4350	711,5	848,6	12,68	5,44	0,29	0,32	—	—	—
Мельничанське	4497	676	838	7,01	5,84	0,70	0,18	—	—	—
	4710	654	843	8,60	4,85	0,75	0,46	—	—	—

Продовження табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Стинавське	3310	660	839,0	6,3	16,0	–	0,36	–	–	–
	3550	727	851,6	10,3	4,0	0,8	–	–	–	–
Семигинівське	4350	–	847	7,21	5,48	0,35	–	–	–	–
Янківське	5170	–	823,6	10,5	4,3	–	0,17	–	–	–
Долинське	50	–	769	0,21	7,0	–	0,17	–	–	–
	1600	696	837	8,00	5,4	0,63	0,30	32	25	43
Вигодсько-Витвицьке	2200	677	844	8,25	6,0	1,00	0,32	21	29	50
	3250	676	843	9,8	14,7	0,5	0,34	–	–	–
Чечвинське	2400	–	854	9,04	7,43	1,10	0,09	–	–	–
	2450	–	855	13,13	10,12	0,49	0,21	–	–	–
Спаське	1094	728	841	9,4	16,2	–	0,44	–	–	–
	2400	–	840	11,8	18,0	–	0,22	–	–	–
	1300	–	849	8,9	6,1	0,1	0,35	17,0	–	66,7
	665	744	830	10,4	9,1	0,04	0,26	–	–	–
Рожнятівське	4470	613	851	9,60	5,36	0,03	0,13	–	–	–
Спаське-Глибинне	4410	613	850	14,49	6,52	0,15	0,12	–	–	–
Ріпнянське	10	–	840	1,16	8,71	–	–	–	–	–
	100	–	822	–	14,65	–	–	–	–	–
	500	–	842	до 2,29	8,32	–	до 0,64	–	–	–
	2740	–	856	1,13	0,41	0,20	0,02	–	–	–
Підлісівське	2270	811	861	9,51	11,16	0,86	0,54	–	–	–
	1020	–	854	7,9	8,8	0,5	–	–	–	–
Рудавецьке	1720	655	834	10,5	24	1,7	–	–	–	–
Пнівське	3100	606	830	10,0	10	0,5	0,22	–	–	–
Гвіздецьке	1457	681	851	8,0	5,2	1,3	0,21	–	–	–
	1690	710	867	9,6	6,2	2,5	0,26	–	–	–
	1919	741	870	10,4	7,5	2,3	0,27	–	–	–

Продовження табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Пасічнянське	2400	532	846	10,4	6,9	0,6	0,21	—	—	—
Бистрицьке	2000	702	841	8,3	6,1	0,8	0,17	14,5	68,7	
	2100	682	832	8,9	5,7	0,7	0,17	17,4	66,4	
	2100	691	838	8,6	7,1	0,5	0,29	—	—	
	3200	—	841	8,6	0,7	0,296	0,12	—	—	
Микуличинське	2200	803	874,1	7	12,3	2,76	0,65	—	—	—
Страшевицьке	2900	717	843	15,8	5,67	0,26	0,27	—	—	—
Стрільбицьке	0	—	849,2	2,7	27	—	до 0,5	5	28	67
	210	—	859,0	2,3	—	4,4	0,4	—	—	—
	250	871,2	877,6	7,03	12,3	4,02	1,05	—	—	—
Східницьке	220	—	826,1	2,0	13,0	—	до 0,13	21,7	23,7	54,5
	270	197	828,3	0,8	10,0	—	до 0,26	19,45	20,85	59,7
	420	205	857,0	9,98	—	—	—	—	—	—
Луквинське	1200	726	834	9,5	12,3	0,3	—	19,5	—	66,2
	1125	740	837	9,7	17,0	0,4	—	16,4	—	66,3
	1343	—	836	10,7	13,0	0,2	—	14,6	—	75,5
Струтинське	1650	696	859	7,35	40,0	—	—	—	—	—
	2050	692	842	11,19	14,5	1,67	0,29	—	—	—
	2420	687	853	9,46	14,9	1,57	0,39	—	—	—
Довбушанське	1900	733	853	0,9	8,5	1,08	0,46	—	—	—
	1600	—	857	7,6	17,0	1,20	0,35	—	—	—
Бориславське	160	798	856,8	0,5	28,0	1,1	0,42	—	—	—
	2250	790	860,0	6,9	10,6	1,8	0,33	—	—	—
	2700	838	897,9	9,2	13,7	7,6	0,78	—	—	—
Іваніківське	2938	739	884	13,4	29,6	1,78	—	—	—	—
Танявське	3680	650	841	12,4	9,3	1,2	0,36	13,1	62,9	
Північнодолинське	2350	612	830	9,3	6,1	0,9	0,17	—	—	—
	2695	625	839	11,6	8,2	0,7	0,16	31	24	45

Продовження табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Росільнянське Південногвіздецьке	2380	632	821	6,0	5,8	0,15	0,14	—	—	—
	2500	604	818,7	6,9	4,2	0,19	0,12	—	—	—
	2700	686	855,3	9,8	8,8	1,90	0,32	—	—	—
	3260	750	880,0	9,0	13,4	5,13	—	—	—	—
Битків- Бабченське	1000	789	855	12,5	18,7	1,3	0,32	36	33	31
	1300	781	858	8,9	12,8	1,1	0,68	—	—	—
	2340	748	858	11,2	17,4	2,0	0,37	—	—	—
	1600	765	865	9,86	18,82	—	0,56	29	43	28

За вмістом парафіну нафти регіону діляться на три групи – слабопарафіністі (менше 2 %), парафіністі (2–6 %) та високопарафіністі (понад 6 %). До першої належать нафти більшості невеликих старих промислів Карпатської нафтогазоносної області та Коханівського родовища Передкарпатської нафтогазоносної області, до третьої – Блажівського, Бориславського, Північнодолинського, Долинського, Струтинського, Спаського, Битків-Бабченського, Стрільбицького і частково Східницького родовищ. Решта належить до другої групи.

За вмістом смолисто-асфальтенових компонентів нафти регіону також діляться на три групи. Малосмолистими (менше 5 %) є нафти Східницького, Ріпнянського та Уличнянської ділянки Орів-Уличнянського родовища, невеликих промислів Карпатської нафтогазоносної області. Смолисті нафти (5–10 %) наявні у Бориславському, Долинському, Струтинському, Спаському, Битків-Бабченському та Орівській ділянці Орів-Уличнянського родовища. До високосмолистих (понад 10 %) належать нафти приконттактних зон (Іванюта, 1998).

Найбільшою густиною характеризуються нафти на родовищах Карпат (відповідно з невеликими глибинами). На родовища внутрішньої зони Карпат закономірної зміни густини не простежується (рис. 6).

Одним із чинників, що впливають на зміну густини нафт, є вміст у них смолисто-нафтових компонентів (рис. 7). Так, із збільшенням вмісту смол збільшується густина нафти.

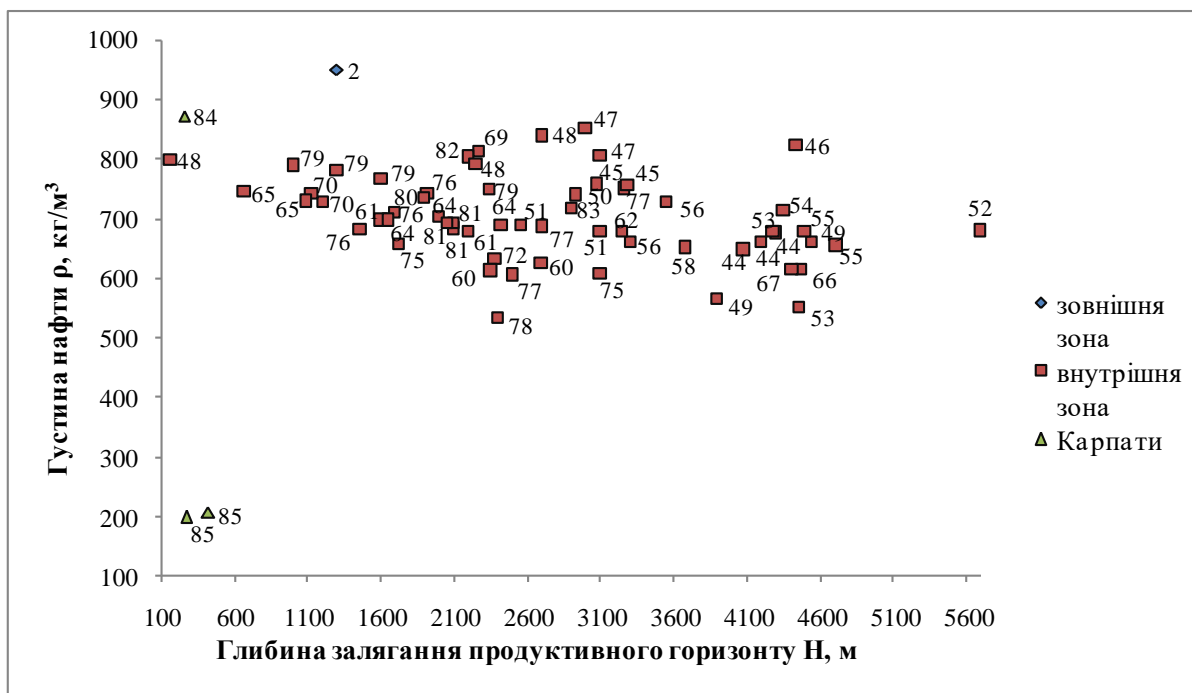


Рис. 6. Зміна густини нафти з глибиною залягання продуктивного горизонту
Цифрами на рис. 6, 7, 8 позначено нафтові родовища, розміщені на рис.5

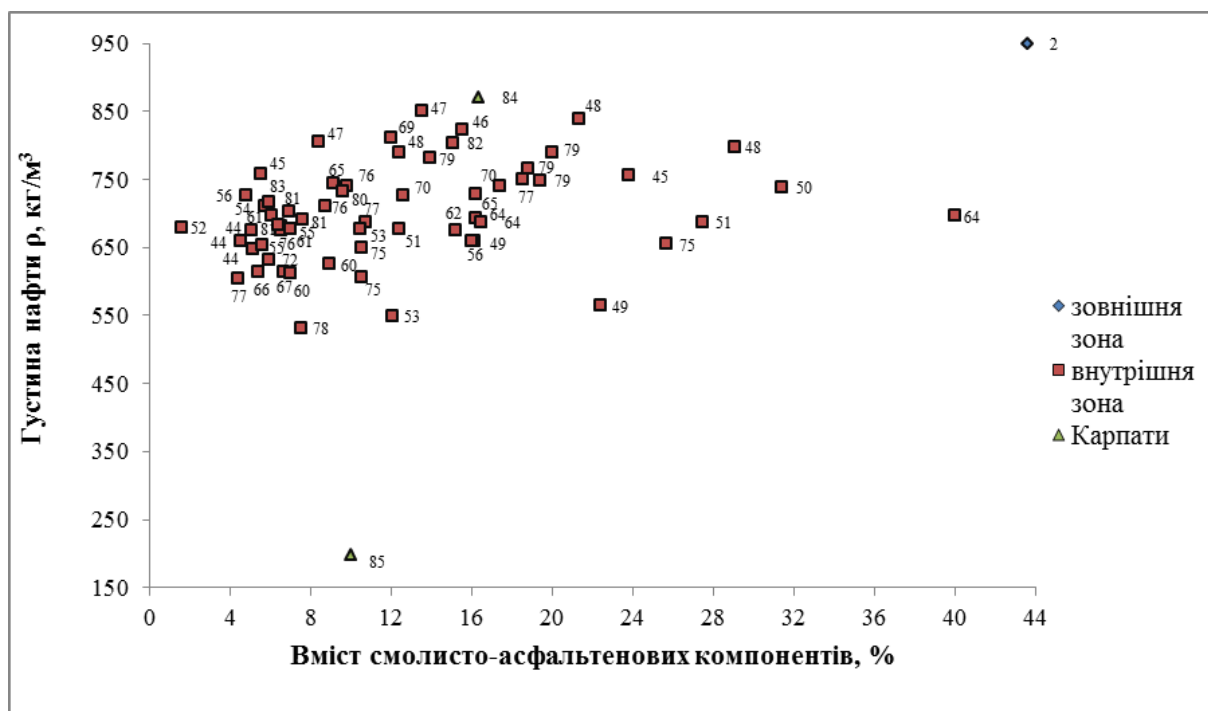


Рис.7. Залежність між густиною нафти та вмістом смолисто-асфальтенових компонентів

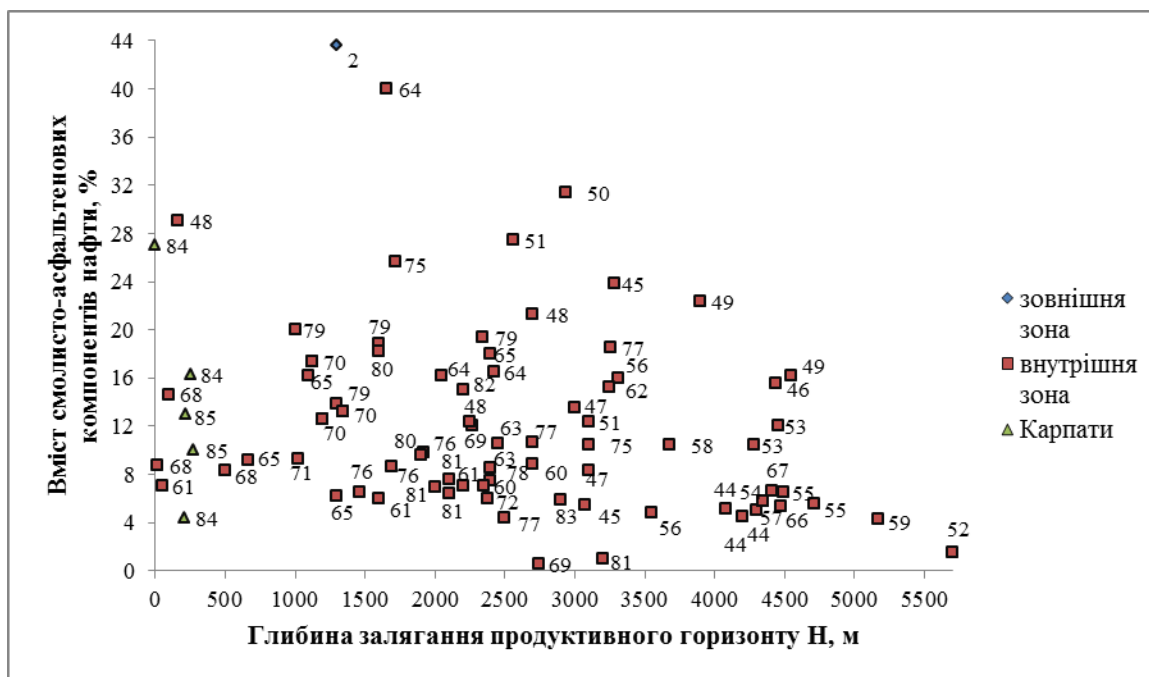


Рис.8. Зміна вмісту смол у нафті з глибиною залягання продуктивного горизонту

Густина газоконденсату залежить від вмісту в ньому смолисто-асфальтенових компонентів (рис. 9).

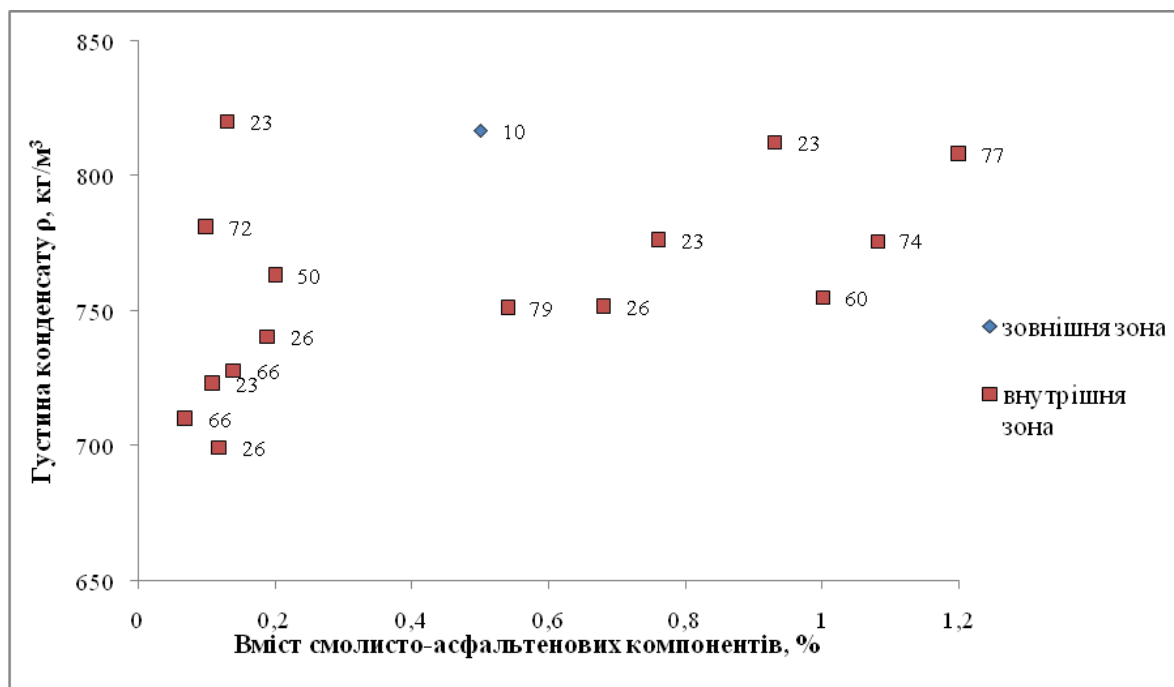


Рис.9. Залежність густини конденсату від вмісту смолисто-асфальтенових компонентів

Цифрами на рис. 9, 10, 11 позначено газоконденсатні родовища, які розміщено на рис.5

Із збільшенням глибини залягання продуктивного горизонту збільшується густина газоконденсату (рис. 10).

Закономірної зміни вмісту смолисто-асфальтенових компонентів із глибиною не спостерігається, але зафіксовано глибини (інтервал від 2000 до 3500 м), де конденсати збагачені згаданими складниками (рис. 11).

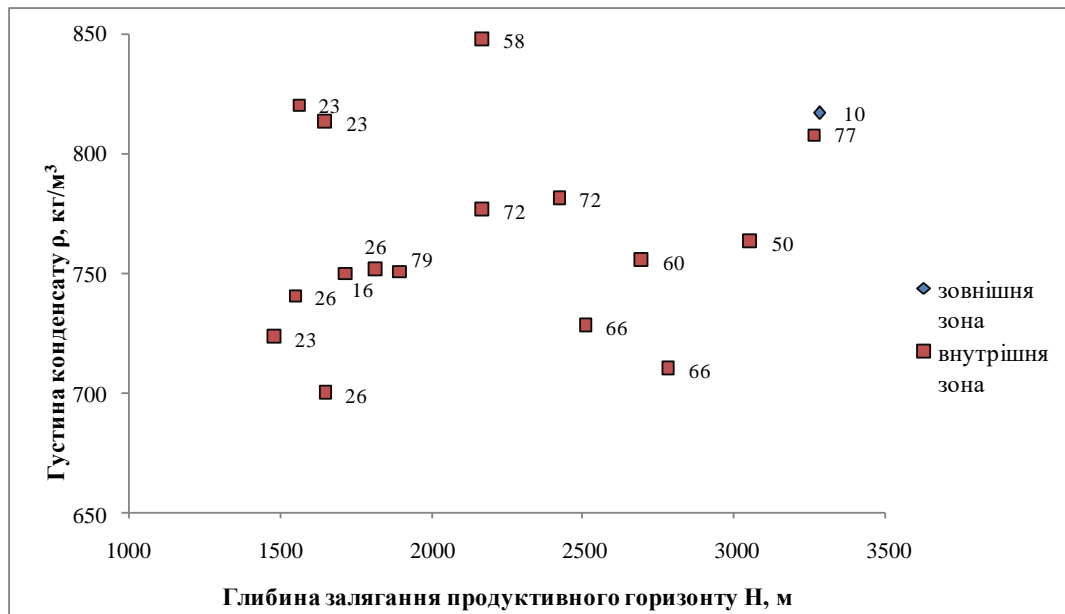


Рис. 10. Зміна густини конденсату з глибиною залягання продуктивного горизонту

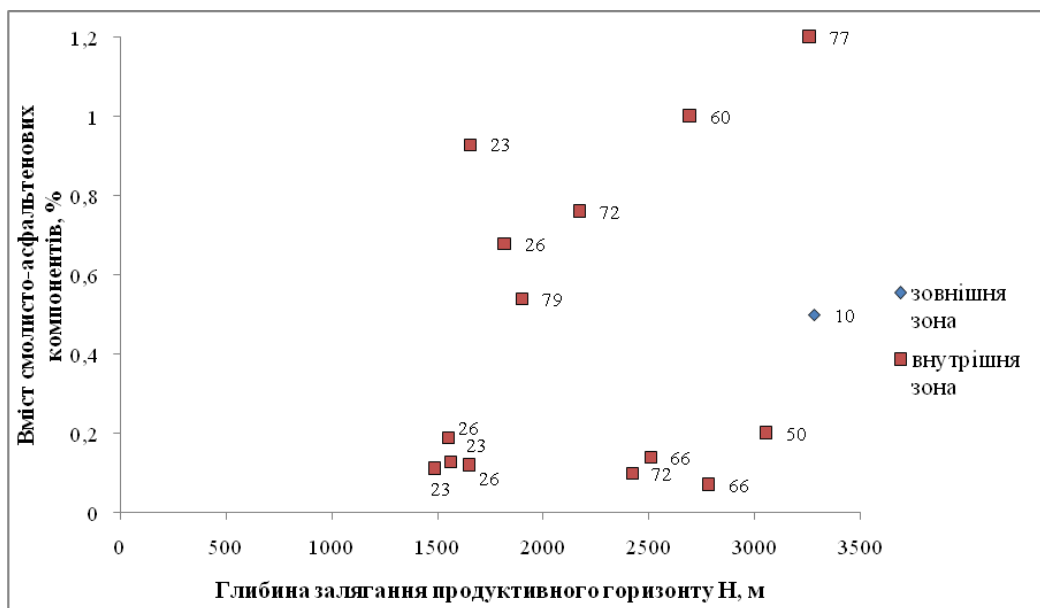


Рис. 11. Зміна вмісту смолисто-асфальтенових компонентів конденсату з глибиною залягання продуктивного горизонту

4.1.3. Особливості розподілу вуглеводнів за їхніми властивостями

Аналіз особливостей геологічної будови і нафтогазоносності в сукупності з наявними геохімічними даними дає змогу зробити висновок про те, що формування покладів нафти і газу в Західному нафтогазоносному регіоні зумовлено як латеральною, так і вертикальною міграцією вуглеводнів, а порівняльний аналіз геохімічного складу нафт та конденсатів Західного нафтогазоносного регіону України дозволив виділити наступні особливості (Савчак, 2015; Савчак, 2017):

1. На основі проведеного комплексу досліджень та порівняльного аналізу нафт виокремлено такі групи нафт: важкі – густиною до 1014 кг/м^3 у юрських утвореннях; легкі – $840\text{--}850 \text{ кг/м}^3$ в олігоценівих та $770\text{--}840 \text{ кг/м}^3$ в еоценових відкладах;

2. Розташування різних за складом нафт тісно пов'язується із напрямком міграції та акумуляції покладів. У напрямку міграції нафти стають важчими, у них збільшується вміст нафтенів. Уверх за розрізом нафти змінюються від парафінових до нафтових. Такий розподіл нафт – дуже легкі в нижніх горизонтах і важчі в верхніх – свідчить про вертикальну міграцію нафти із спільного джерела надходження нафтових вуглеводнів.

3. За компонентним складом нафти можна класифікувати як переважно метаново-нафтові, ароматико-нафто-метанові та ароматичні.

Збільшення в нафтах метанових вуглеводнів і зменшення ароматичних із глибиною (це насамперед зміна термобаричних умов залягання і формування нафтових покладів) приводить до зміни її фізико-хімічних властивостей.

4. На багатопластових родовищах спостерігається тенденція до зменшення густини із глибиною, що властиво приблизно 70 % усіх нафтових родовищ світу (Доленко, 1990). Це є доказом того, що міграція нафти відбувалася вертикально і поклади сформувались одночасно із спільного джерела надходження вуглеводневих компонентів. Коли внаслідок міграції

проходить частковий перетік із нижніх пластів у верхні, то за напрямком міграції можуть зменшуватися густина нафти, її смолистість або ж склад нафт по розрізу практично однаковий.

Особливості розміщення нафтових і газових родовищ належать до актуальних проблем у зв'язку з практичними потребами відкриття нових родовищ, новими теоретичними уявленнями і даними про будову нафтогазоносних регіонів. Грунтуючись на наявних геологічних матеріалах, можна знайти взаємозв'язки між розломною тектонікою і положенням нафтових і газових родовищ (Колодій та ін., 2004).

Сучасні матеріали з будови регіону, зокрема його глибоких зон, дали підстави для продовження цілеспрямованого дослідження проблеми. Серед них слід відзначити такі: встановлення двоярусної будови осадової товщі Карпат – наявність насунених флішових товщ алохтону і підстелених платформних відкладів автохтону; наявність нафтових скупчень у автохтоні Карпат, наприклад Лопушнянського родовища в Україні та Носувського в Польщі; існування нафтових покладів у мезозойських відкладах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину; відкриття нафтових і газових родовищ у межах прилеглої до Карпат окраїни Східноєвропейської платформи (Локачинське і Великомоствіське).

Нафтогазоносні області і зони нафтогазонагромадження в українській частині Карпатської нафтогазоносної провінції вирізняються геологічною будовою, кількістю родовищ і їх запасами. Головними тут є нафтові Бориславське, Долинське, Битківське і розвідане під насувом Буковинських Карпат Лопушнянське родовища.

Дослідження умов формування нафтогазових родовищ засноване на уявленнях про походження нафти і газу як теоретичній базі. Відомо, що багато карпатських геологів вбачало джерело нафтових вуглеводнів у менілітових сланцях флішового олігоценного комплексу. Відкриття нафти і газу у

автохтоні Карпат беззаперечно довело відсутність їх генетичного зв'язку з флішовим комплексом (Колодій та ін., 2004).

Водночас неорганічна гіпотеза глибинної нафти дає підстави сподіватися на вирішення питань формування її родовищ. Головними вихідними твердженнями, прийнятими при розробці проблеми, слід вважати такі: нафтогазоносність пов'язана з ділянками тектонічної активізації земної кори – рифтогенними структурами; єдиними шляхами припливу вуглеводнів були розломи земної кори, що в умовах Карпат трасуються тільки у автохтонних відкладах; підкарпатські розломи складають єдину систему розломів із перикратоном Східноєвропейської платформи, у тому числі й Волино-Подільської плити; найсприятливішими каналами припливу глибинних вуглеводнів є ділянки перетину крайових і поперечних глибинних розломів, які визначають джерела нафтогазонасичення осадового покриву; у випадку перекриття субстрату, де проявляються розломи, синеклізними або насувними структурами, глибинні вуглеводні в межах останніх перерозподіляються між пастками, використовуючи як шляхи міграції локальні дислокації; зональність розміщення нафтових і газових родовищ, відмінності в складі вуглеводнів із покладами міоценового і мезозойського віку родовищ Більче-Волицької зони зумовлена асинхронністю їх формування. Найімовірніше нафтові скупчення сформувалися у пізньоміоценовий, а газові – у пізньопліоценовий час; на шляхах міграції струмів глибинної флюїдної системи збагачується набутими з вмісних порід бітумами та іншими компонентами; вуглеводневі утворення акумулюються в поровому і тріщинно-каверновому просторі пасток унаслідок витіснення ними пластових вод; акумуляція вуглеводнів охоплює усі придатні пастки від фундаменту до приповерхневих зон, а в окремих випадках вуглеводні прориваються до поверхні, утворюючи численні нафтогазопрояви; якщо енергія флюїдної системи є недостатньою для ефективного витіснення води, пласти залишаються малопродуктивними або непродуктивними. У розрізі утворюється вертикальний ряд неоднорідно насичених вуглеводнями пластів –

від великих промислових скупчень до дрібних нафтогазопроявів (Колодій та ін., 2004).

4.2. ФЛЮЇДОДИНАМІЧНІ ОЗНАКИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

Ми поставили за мету спрогнозувати фазовий стан вуглеводнів у геологічному середовищі для уточнення задач геологорозвідувальних робіт. Для виконання роботи використана основна теорема методу аналізу розмірності, а саме – π -теорема у застосуванні до фізичних параметрів, які описують вуглеводневі системи (природний газ, газоконденсат та нафта).

Для виконання поставленого завдання необхідно проаналізувати розмірності параметрів, що описують природні системи вуглеводнів. У подальшому на їхній основі виводяться критерії, які визначають фазовий стан суміші вуглеводнів у покладі. Базуючись на експериментальних даних, одержаних з родовищ Більче-Волицького нафтогазоносного регіону, перевірені одержані залежності та оцінені їхня надійність і точність. Визначаються області числових значень виокремлених критеріїв.

Встановлення фазового стану вуглеводневої системи відіграє значну роль при плануванні пошуку, розвідки та розроблення родовищ нафти і газу. Фазові перетворення визначають процеси масообміну при видобутку сировини, отже, розуміння їхніх особливостей потрібні інженерам при проектуванні розроблення покладу, промислової переробки корисної копалини, її транспортуванні тощо. Відомості про фазовий стан необхідні при підрахунку запасів та плануванні заходів щодо підвищення коефіцієнта вилучення нафти і газу з покладу у різних геологічних умовах.

Вважається, що максимально точні відомості щодо фазового стану вуглеводневої системи можна одержати із застосуванням термодинамічного методу (Брусиловский, 2002). Цей метод спирається на фундаментальні наукові основи та підлягає математичному моделюванню, що є необхідним кроком від суто теоретичних міркувань до практичного втілення.

В літературі описані рішення (Брусиловский, 2002; Лапшин и др., 2014; Калашников, 2003; Орешкин и др., 2013), у т.ч. алгоритми, що використовуються для визначення фазових перетворень вуглеводневих систем, залежно від їхнього складу та характеристики об'єм-тиск-температура геологічного середовища. Подекуди ці моделі враховують капілярні явища в породах-колекторах, вплив гравітації, багатокомпонентну фільтрацію в умовах високих тисків, характерних для покладів, розташованих на значних глибинах тощо. Варто зауважити, що складність теоретичної бази, наявність значної кількості припущень та проблеми розуміння властивостей суміші речовин у просторі заважають переходу таких досліджень з суто теоретичних у практичні.

Окрім спроб визначити фазовий стан та фазові переходи в газоконденсатних та нафтових системах із застосування термодинамічних методів, пропонуються лабораторні методи та відбір глибинних проб пластових флюїдів (Орешкин и др., 2013; Ванюшин и др., 1984). За вихідні дані нами вибрані результати лабораторних досліджень пластових вуглеводневих систем, а також відомості щодо термобаричних умов їхнього залягання в надрах.

Оцінка фазового стану вуглеводнів базувалася на аналізі їхніх фізико-хімічних властивостей та умов залягання вільних газів, конденсатів та нафт з понад 200 об'єктів, що дали припливи флюїдів на родовищах Більче-Волицького нафтогазоносного регіону (Іванюта, 1998). Окремі фізичні параметри пластових нафт, газоконденсатних систем визначені на основі дослідження глибинних проб в лабораторії Львівського відділення УкрДГРІ (за даними Філяса Ю. Г. та Петраша Ю. І., 2002).

У Більче-Волицькому НГР відомо близько 50 родовищ, з яких лише два нафтові (Коханівське і Лопушнянське), у двох поряд з газовими виявлено по одному нафтовому покладу (Вишнянське, Орховицьке), у 17 родовищах окремі поклади містять газовий конденсат в невеликих кількостях. Вивченість району бурінням дещо перевищує 100 м на 1 км² (Іванюта, 1998).

За останні роки накопичений новий фактичний матеріал по свердловинах, що дає змогу розширити уявлення про розподіл геотермічних параметрів (Новосилецкий, Полутранко, 1991; Крупський, 2001).

В результаті опрацювання наявного геотермічного матеріалу (Новосилецкий, Полутранко, 1991; Крупський, 2001; Осадчий и др., 1976; Колодій, 1979; Колодій та ін., 2009; Новосилецкий, 1975; Ковальчук, Филяс, 1973; Гуревич, Брусиловский, 1984) уточнена схематична карта (Кутас, Гордиенко, 1971) розподілу фонових значень температур на зрізі -2 000 м. В межах Передкарпатського прогину температури на глибині -2 000 метрів змінюються від 100 °С до 65 °С з північного заходу на південний схід (рис.12).

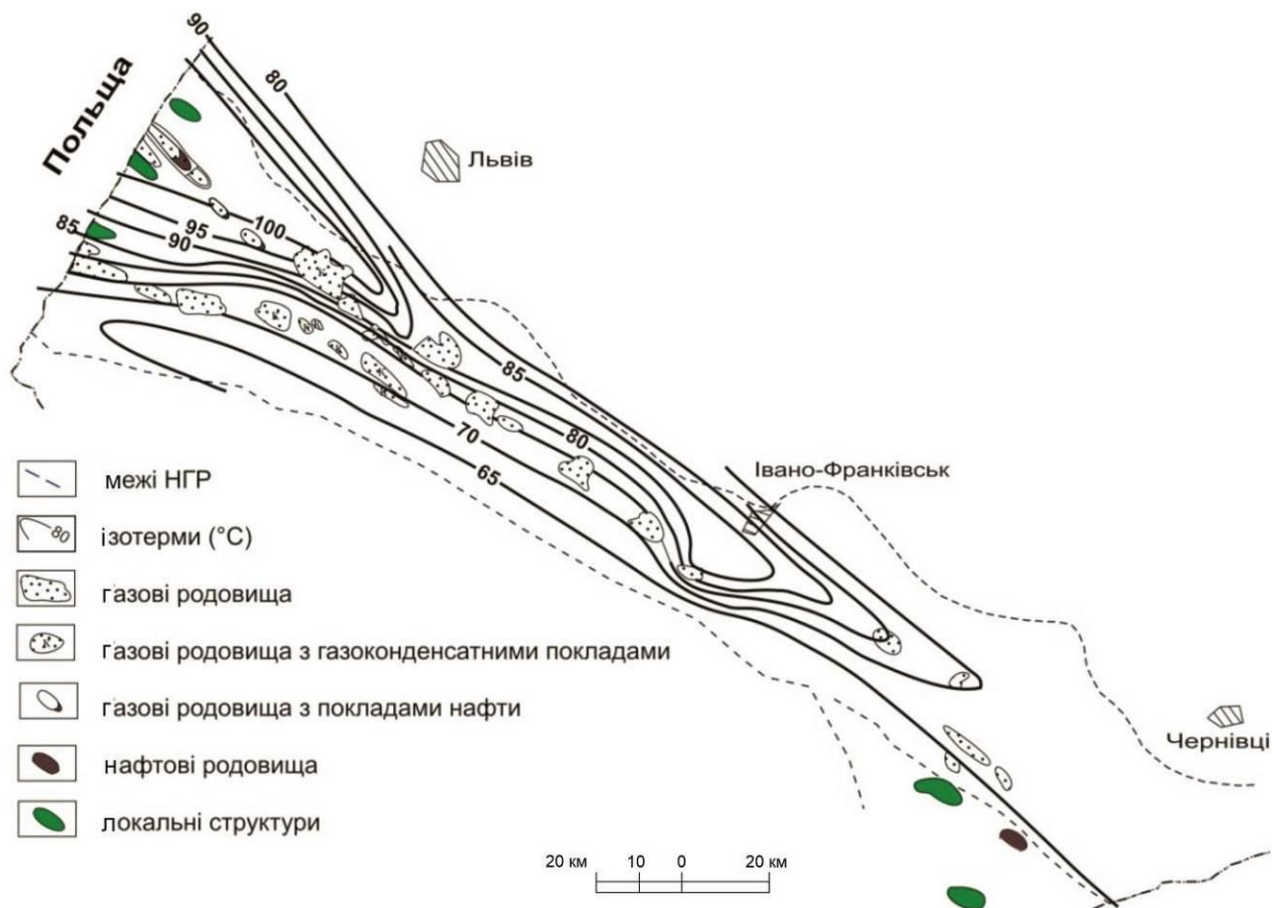


Рис.12. Схематична геотемпературна карта на зрізі -2 000 м (за даними Р. М. Новосілецького, А. Ю. Полутранка, В. Г. Осадчого та матеріалами ДП “Західукргеологія”, Львівське відділення УкрДГРІ)

За розподілом геотермічних параметрів виокремлюється північно-західний – більш прогрітий район і південно-східний – менш прогрітий. Максимальні температури спостерігаються по лінії газоносних структур, що тяжіють до північно-західної приплатформової частини Зовнішньої зони. У північно-західній частині усереднений геотермічний градієнт складає $2,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м, збільшуючись на північно-західній окраїні до $3\text{--}3,5^{\circ}\text{C}$ на 100 м. У південно-східній частині цей градієнт становить приблизно $2,2^{\circ}\text{C}$ на 100 м.

З наявних термобаричних матеріалів, одержаних на основі дослідження свердловин, розглянуті найбільш вірогідні значення пластових тисків і температур (табл. 3) і побудовані їх графічні відображення (рис. 13 та 14).

У північно-західній глибокозануреній (Крукеницько-Лопушнянській) частині району до глибини приблизно 1800–2 000 м пластові тиски практично дорівнюють умовним гідростатичним, тобто зростають по 10 МПа на 1 км глибини. Нижче спостерігається поступове збільшення відношення пластового тиску до умовного гідростатичного, так званого коефіцієнта гідростатичності, який на глибині 4 км досягає 1,4, а на глибині 5 км збільшується до 1,5–1,7.

У південно-східній піднятій частині району пластові тиски в усьому вивченому інтервалі глибин практично дорівнюють умовному гідростатичному тиску, тобто зростають приблизно по 10 МПа на 1 км глибини (див. рис. 14).

Загалом фазовий стан вуглеводневих систем контролюється переважно термобаричними умовами залягання покладів. На фазовий стан вуглеводнів у надрах впливає як температура середовища, збільшення якої зумовлює зменшення молекулярної маси нафти внаслідок деструктивних процесів, так і тиск, який є консолідуючим фактором і заважає процесу розриву високомолекулярних ланцюгів, тому доцільно враховувати одночасну дію цих термодинамічних факторів. В. В. Колодієм був запропонований термобаричний коефіцієнт, що деякою мірою описує фазовий стан вуглеводнів у вуглеводневій суміші, температури і густини (Колодій, 1979).

Враховуючи результати попередніх дослідників Ф. Г. Гурарі, А. В. Томкіна, В. Г. Осадчого та ін. (Гурари и др., 1972; Томкина, 1981; Осадчий и др., 1976), для з'ясування закономірностей просторового розміщення родовищ вуглеводнів та роздільного прогнозування зон нафто-та газоносності в розрізі осадового комплексу нами (Любчак, Колодій, Хоха, 2017) здійснена спроба врахувати крім температур і тисків ще й інші параметри, які характеризують вуглеводневі системи (Lyubchak, O. V. et al. 2017).

Ці параметри мають бути, по-перше, широкоживані для того, щоб існувала повна інформація про їх числові значення. По-друге, значення параметрів мають бути встановлені для всіх розглянутих систем вуглеводнів, а саме: природних газів, газоконденсатів і нафти. Серед таких параметрів найсуттєвішими для характеристики геологічного середовища є: пластова температура, глибина залягання пласта, пластовий тиск, середня густина та середня молярна маса стабільної суміші, з огляду на надійність та доступність згаданих параметрів. При цьому значення пластового тиску та температури є результатом прямого заміру глибинним приладами або ж інтерполяції вже наявних відомостей для регіону, а середня густина та середня молярна маса визначаються експериментально або розраховуються. Завдання вирішується методом аналізу розмірностей, який, у свою чергу, є важливим фактором при моделюванні реальних систем на основі теорії подібності.

Пластові тиски і температури у надрах Більче-Волицького НГР

Родовище (площа)	Глибина вимірюва н-	Пластови й тиск, МПа	Пластова темпера- тура, К/°С	Родовище (площа)	Глибина вимірюва н-ня, м	Пластови й тиск, МПа	Пластова темпера- тура, К/°С
1	2	3	4	1	2	3	4
Північно-західна частина				Нікловицьке	1277	12,41	321/48
Вижомлянське	788	7,10	312/39	Новосілівське	1947	21,18	348/75
	952	9,32	315/42	Пинянське	2070	24,68	337/64
	1170	11,20	322/49	Садковицьке	995	9,51	311/39
	1286	12,24	325/52	Свидницьке	340	3,44	295/22
	1380	13,60	328/55		733	7,16	308/35
Вишнянське	637	6,73	303/30	Сусолівське	2680	36,59	359/88
	976	9,57	314/41		2833	35,73	363/92
	1054	10,51	317/44	Південно-східна частина			
	1298	12,09	325/52	Яблунівське	980	10,86	308/35
	1695	16,16	338/65		1280	11,60	315/42
Гайське	1326	12,36	320/47	Черемхівське	150	1,38	288/15
	1673	16,26	326/53				
	1835	17,36	333/60	Богородчанське	1090	10,35	306/33
Городоцьке	663	6,42	307/34		1235	11,17	313/40
Грудівське	475	4,33	300/27	Косівське	85	0,66	285/12
	899	9,01	308/35		160	1,05	289/16
	1201	11,20	319/46		440	4,19	293/20
Грушівське	1610	16,6	335/62		750	5,88	299/26
	2025	20,85	342/69	Гринівське	580	5,53	295/22
	2290	23,52	351/78		690	6,42	299/26
	3307	35,80	371/98		836	7,55	303/30
Залужанське	1094	10,70	308/35		1010	9,23	308/35
	1478	15,40	329/56		1135	10,11	310/37
	2007	22,05	335/62		1350	12,21	314/41
	2660	29,18	352/79	Дебиславицьке	129	1,22	287/14
	2950	42,48	360/87		298	2,74	291/18
	3295	44,59	371/98	Ковалівське	933	10,65	308/35
	3430	54,94	379/106		1550	15,34	319/46
Летнянське	1186	11,18	321/43		2050	21,92	332/59
	1566	15,27	328/55	Красноільське	780	5,78	302/29
Майницьке	2415	29,50	346/73		1221	10,41	316/43
	2887	37,18	361/88	Пилипівське	238	2,02	290/17
	3034	34,11	368/85		473	4,26	297/24
	3243	48,07	371/98	Чорногузьке	591	5,12	299/26
	3564	49,36	387/114		1170	9,03	315/42
	3813	61,70	394/121	Кадобнянське	210	1,84	293/20
Лопушнянське	4180	70,93	373/100		740	7,16	300/27
	4500	69,34	378/105	Шереметівське	903	9,11	304/31
	5036	78,16			1095	10,86	308/35
	5136	77,03					

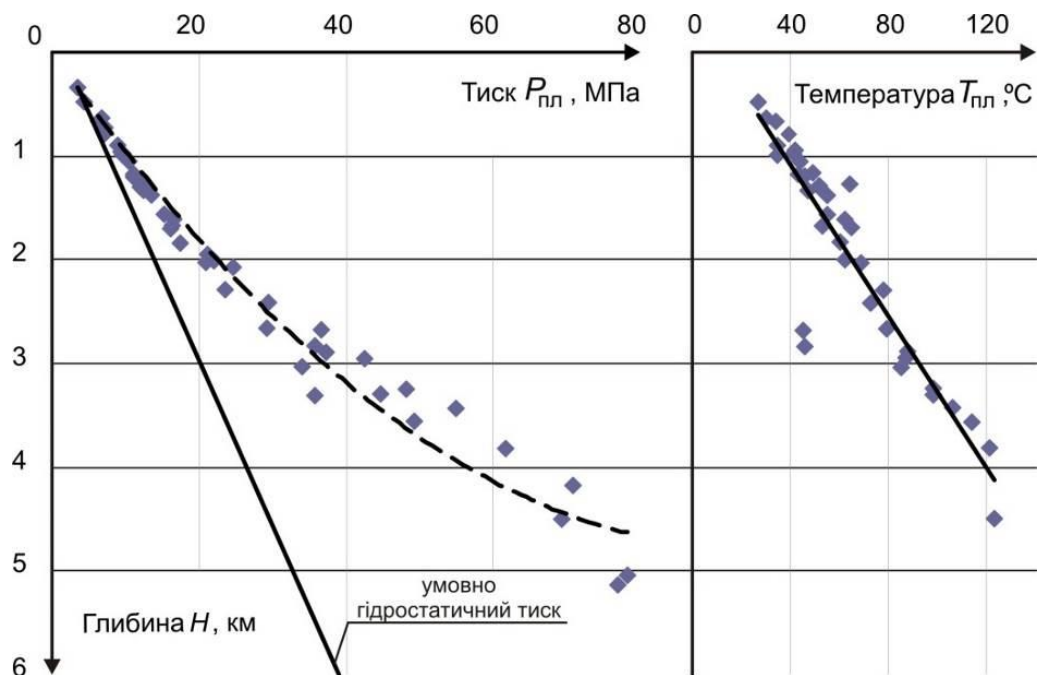


Рис. 13. Залежність пластових тисків і температур від глибини на території північно-західної частини Більче-Волицького нафтогазового

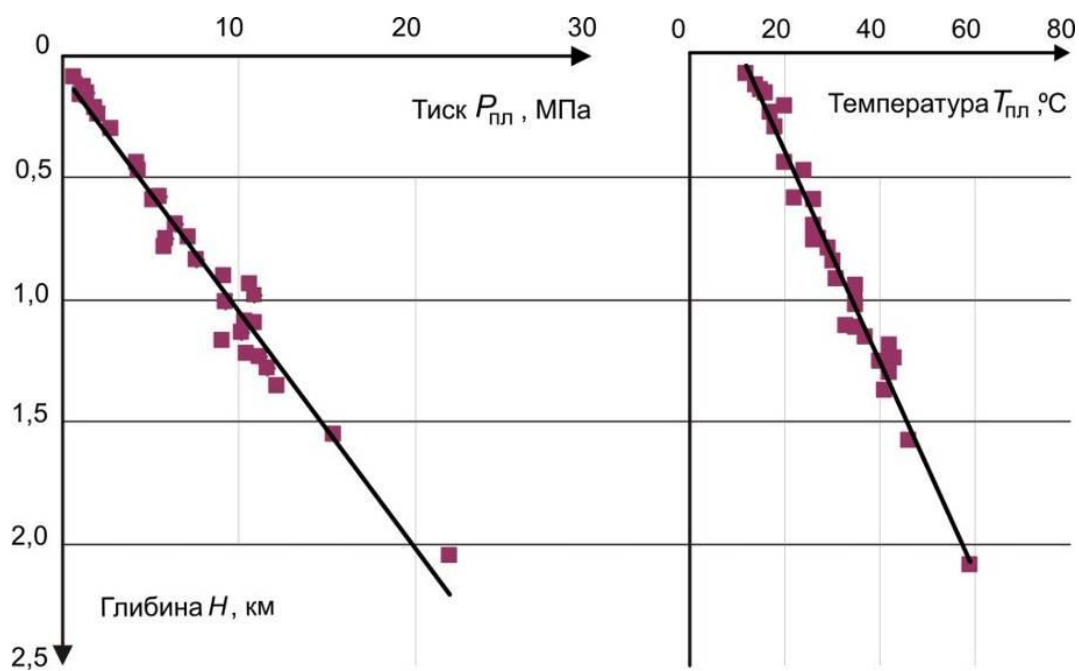


Рис. 14. Залежність пластових тисків і температур від глибини на території південно-східної частини Більче-Волицького нафтогазового району

Як випливає з першої теореми теорії подібності, у випадку, якщо фізичні процеси подібні один одному, то однойменні безрозмірні критерії подібності цих процесів мають однакову величину. Отже, вирішенням завдання є виведення таких безрозмірних критеріїв (Кутателадзе, 1986). Застосовуючи засадничу для аналізу розмірностей π -теорему (Седов, 1977) одержуємо такий загальний вираз:

$$(P^{a_1}, \rho^{a_2}, M^{a_3}, g^{a_4}, R^{a_5}, T^{a_6}, H^{a_7}) \equiv 0$$

де: P – пластовий тиск;

ρ – густина;

M – молярна маса суміші вуглеводнів;

g – прискорення вільного падіння;

R – універсальна газова стала;

T – пластова температура;

H – глибина залягання покладу;

a_1 - a_7 – довільні ступені, які визначаються за умови безрозмірності функції.

Функціональна залежність F між вибраними параметрами в загальному випадку буде неявною, тобто необов'язково один параметр можна буде виразити через інші. Введення прискорення вільного падіння g , яке прийнято 9,81 м/с та універсальної газової сталої $R = 8,31$ Дж/(К·моль) здійснено, щоб привести систему в одиниці СІ. У наведений вище загальний вираз підставляємо розмірності, добуток яких має бути тотожним одиниці, тобто безрозмірним

$$\left(\frac{\text{КГ}}{\text{М} \cdot \text{С}^2}\right)^{a_1} \cdot \left(\frac{\text{КГ}}{\text{М}^3}\right)^{a_2} \cdot \left(\frac{\text{КГ}}{\text{МОЛЬ}}\right)^{a_3} \cdot \left(\frac{\text{М}}{\text{С}^2}\right)^{a_4} \cdot \left(\frac{\text{КГ} \cdot \text{М}^2}{\text{МОЛЬ} \cdot \text{К} \cdot \text{С}^2}\right)^{a_5} \cdot (\text{К})^{a_6} \cdot (\text{М})^{a_7} \equiv 1$$

На наступному етапі виокремляємо всі незалежні розмірності в другій тотожності, та складаємо систему рівнянь, вирішенням якої є вираз

$$F\left(\left[\frac{PM}{\rho RT}\right]^a \cdot \left[\frac{MgH}{RT}\right]^b\right) \equiv 0$$

який скорочено записуємо

$$F(Z_1^a, Z_2^b) \equiv 0$$

У рівняннях Z_1 та Z_2 – критерії, які дозволяють вирішити поставлену задачу, а ступені **a** та **b** добираються таким чином, щоб залежність між критеріями описувалась найпростішим способом. Нами вибрані такі значення: $a = 0,25$ та $b = 0,5$.

Флюїдодинамічні критерії, які одержано при вирішенні завдання, описуються залежностями

$$Z_1 = \left[\frac{PM}{\rho RT}\right];$$

$$Z_2 = \left[\frac{MgH}{RT}\right]$$

Критерій “стиснення” Z_1 показує відношення енергії стиснення вуглеводневої системи до енергії теплового руху та дорівнює одиниці для ідеального газу. “Тіпсотермічний” критерій Z_2 є відношенням потенційної енергії маси M , піднятої на висоту H , до енергії теплового руху. На рисунку 15 пунктирними лініями позначені області значень критеріїв Z_1 та Z_2 , яким відповідають різні типи викопних вуглеводнів Більче-Волицького нафтогазоносного району.

Області значень, наведені на рисунку, вказують на межі розподілу типів вуглеводневих систем за значеннями критеріїв Z_1 та Z_2 , що робить їх надійним інструментом для встановлення фазового стану вуглеводнів у прогнозованих покладах.

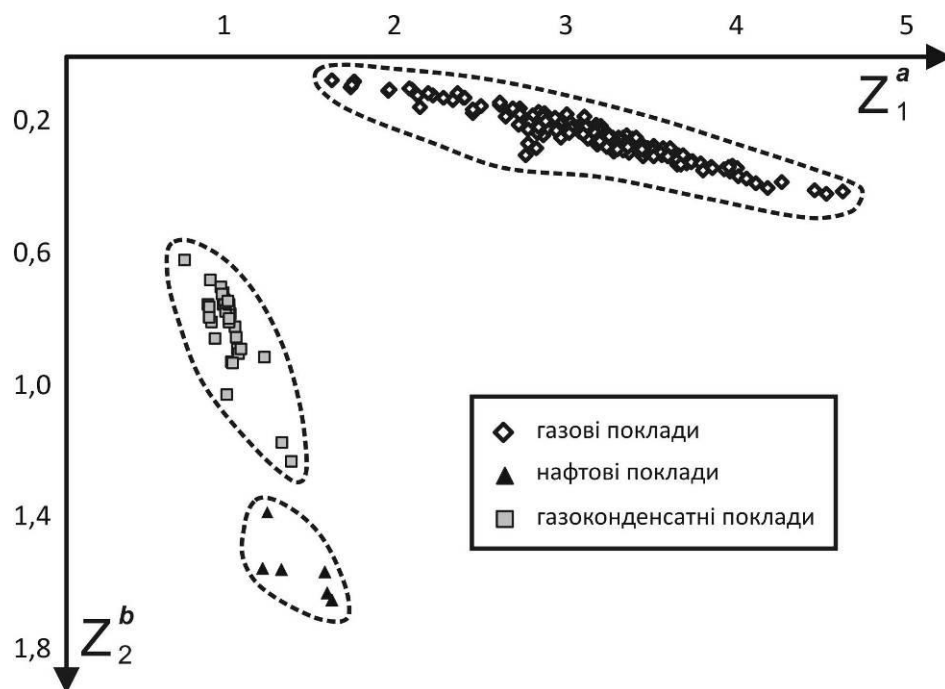


Рис. 15. Залежність фазового стану вуглеводнів від критеріїв Z_1^a та Z_2^b

Таким чином можна зробити такі висновки.

1. Вперше визначені безрозмірні (флюїдодинамічні) критерії Z_1 та Z_2 , що характеризують вуглеводневі системи та дозволяють за наявності відомостей щодо глибини залягання покладу, густини і молярної маси вуглеводнів, а також пластових температури і тиску встановити фазовий стан системи вуглеводнів у нафтогазових комплексах порід.

2. За розподілом геотермічних параметрів окреслені два різні райони—більш прогрітий північно-західний та менш прогрітий південно-східний. Максимальні температури спостерігаються уздовж лінії газоносних структур, що тяжіють до північно-західної приплатформної частини Зовнішньої зони.

3. Встановлено, що на глибинах понад 4000 м залежно від геологічних умов спостерігаються відхилення значень Z_1^a від середнього в межах до 20 %.

Доведена універсальність π -теореми, яка дає змогу вводити інші параметри систем вуглеводнів у гірських породах, що суттєво розширює та поліпшує визначення критеріїв їхньої подібності, необхідних для прогнозування фазового стану вуглеводнів у різних геологічних умовах.

4.3. ПРЯМІ ТА НЕПРЯМІ ОЗНАКИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

Внаслідок геологічної відкритості території для пошуків вуглеводневих покладів у Складчастих Карпатах пропонуємо використовувати прямі і непрямі ознаки нафтогазоносності, засновані на вивченні гідротермального та вуглеводневого полів, а також сульфідизації порід.

У Західному нафтогазоносному регіоні нафту переважно видобувають зі структур Бориславсько-Покутського покриву Передкарпатського прогину, ресурси верхніх горизонтів якого значною мірою використані. Разом з тим, нафтові родовища і численні природні прояви вуглеводнів присутні в області Складчастих Карпат. Як одну з перспективних ділянок Карпат слід розглядати Кросненський покрив. У межах Кросненської зони (покриву) здавна були відомі численні природні прояви нафти і горючого газу. (Грозьова, Лімна, Вовче, Лопушанка, Погар, Яворів, Ясіня та ін.).

Це дуже важливий показник для оцінки перспектив нафтогазоносності регіону, адже прояви вуглеводнів на денній поверхні є прямою пошуковою ознакою наявності їх і в надрах. Це знаходить підтвердження в тому, що майже всі родовища нафти і газу в Карпатському регіоні були відкриті в австрійську і польську доби в результаті свідомих пошуків саме в місцях з природними проявами нафти і газу. (Слобода Рунгурська, Рипне, Борислав, Східниця, Чарна та ін.). З урахуванням цього критерія і інші ділянки Карпат, багаті на виходи нафти і бітумів, в тому числі Кросненську зону, також залучали до вельми перспективних. Така позитивна оцінка цієї тектонічної одиниці ґрунтувалася ще й на наявності в її межах низки родовищ нафти, хоча й невеликих, таких як Грозева, Погар, Луги і Ясіня. До того ж на території Польщі на продовженні Кросненської зони видобували нафту з 46 родовищ, в тому числі розташованих поблизу українсько-польської границі (Райське, Чарна, Поляна, Ліп'є та ін.). Тому, починаючи з 40-х років XX ст., на ряді площ у Кросненському покриві було проведено глибоке й структурно-пошукове буріння.

Результати цих робіт виявились не дуже вдалимими. Промислові поклади нафти і газу були відкриті на площі Хащів-Лопушанка. Однак тільки в розвідувальній свердловині 7-Лопушанка-Хащів, пробуреній в 1951 р. Бориславським УБР, з інтервалу 250–319 м було отримано приплив нафти з водою (початковий дебіт – 5,7 т/добу) і з неї за 7 років було видобуто 779,2 т чистої нафти.

Основною причиною невдач є не тільки наявність малопроникних колекторів, а й те, що свердловини закладалися не в оптимальних умовах, бо геологи, що проводили тут геологічну зйомку, через невміння стратифікувати олігоцені відклади, виділили велику кількість неіснуючих антиклінальних складок. Тому розбурювання їх і не дало позитивних результатів (площі: Хащів-Ломна-Лопушанка, Ломна, Турка, Бітля, Опорець, Явори та Погар). Тільки згодом, завдяки використанню у практиці геологічної зйомки маркувального горизонту смугастих вапняків (з кінця 50-х років XX ст.), проявилася лусково-насувна будова Кросненської зони.

Проте, незважаючи на досить значні обсяги структурно-пошукового, пошукового і параметричного буріння, вагомих результатів досягнуто не було.

Тільки на Гринявській і Лютнянській площах були отримані промислові припливи газу, а позитивні результати, але не достатньо оцінені, на Волосянській площі (параметрична свердловина 1-Семаківська. Головна причина – відсутність комплексної оцінки перспективних ділянок. Одним з важливих компонентів цієї оцінки є прямі і непрямі ознаки нафтогазоносності. Спробуємо за їх допомогою провести оцінку відносно слабо охопленого пошуковим бурінням Кросненського покриття, в якому широко представлені малопроникні колектори.

До прямих ознак нафтогазоносності відносяться прояви вуглеводнів на денній поверхні і в свердловинах, а до непрямих – підвищений вміст сульфідів металів негідротермального генезису в шліфових пробах.

Накопичений за роки досліджень Складчастих Українських Карпат

фактичний матеріал дозволив В. Є. Шлапінському у 1987 р. позначити в їх межах, а також на прилеглий території два просторово відокремлені поля – вуглеводневе та гідротермальне (Кузовенко и др., 1977; Кузовенко та ін., 1998; Шлапинский, 1989; Шлапінський, 2015а) (рис. 16).

У першому відомі нафтові і газові родовища, численні прояви нафти і газу, озокериту і асфальтиту та сульфідів металів негідротермального походження. Склад газів підземної газосфери суттєво вуглеводневий. Просторово вуглеводневе поле зафіксоване переважно в межах північної частини Передових Карпат. Це Скибовий і значна частина Кросненського покриву, Скупівський (повністю) та Говерляньський і Ставняньський (частково) субпокриви Дуклянсько-Чорногірського покриву.

На південний захід розташоване гідротермальне поле. Основні його компоненти: жильний та кристалічний кварц в породах флішу, рудопрояви металів та конденсовані вуглецеві речовини (тверді та рідкі) і вуглекислі джерела. У складі підземної газогеоосфери фіксуються підвищені концентрації азоту і вуглекислого газу; метан переважає тільки на невеликих за площею ділянках. Складники гідротермального поля є також у вуглеводневому і навпаки, проте вміст їх в межах не «свого» поля на порядок нижчий.

Картографування усіх проявів цих полів (близько 50 тис. шліхових проб, декілька сотень природних нафто- і газопоявів та вуглекислих джерел, проявів кварцу та інших компонентів дало змогу укласти карту їх поширення (масштабів 1 : 50000 та 1: 200000). У цій роботі представлена карта масштабу 1:1000000. Границя між полями має складну конфігурацію і проходить від кордону з Румунією в напрямку Словаччини і Польщі поблизу населених пунктів Сарата-Гринява-Ясіня-УстьЧорна-Вишків-Скотарське-Ужок-Ставне. Відрізки, які складають цю границю, мають різноманітну орієнтацію, але переважає північно-західне (субкарпатське простягання).

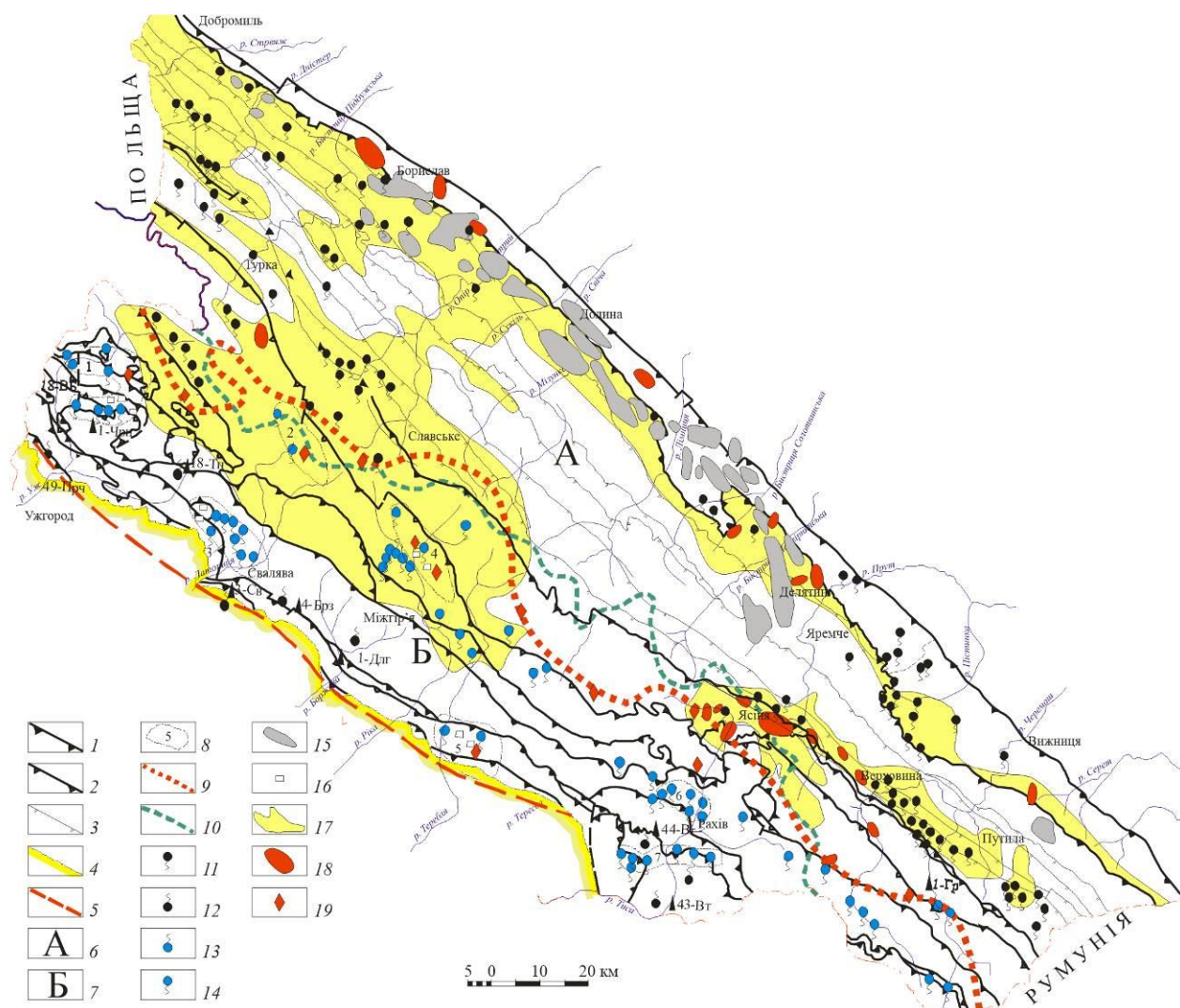


Рис. 16. Прямі і непрямі ознаки нафтогазоносності в Українських Карпатах (уклав В. Є. Шлапінський)

1 - границі покривів; 2 - границі субпокривів; 3 - границі скиб; 4 - границя Закарпатського прогину; 5 - Закарпатський розлом; 6 - вуглеводневе поле; 7 - гідротермальне поле; 8 - аномальні ділянки гідротермального поля; 9 - північна границя гідротермального поля; 10 - лінія головного Карпатського вододілу; 11 - нафтопрояви; 12 - прояви метану; 13 - прояви вуглекислого газу; 14 - мінеральні вуглекислі джерела; 15 - родовища вуглеводнів; 16 - пункти з сульфідною мінералізацією в корінних породах; 17 - ділянки з вмістом сульфідів металів у шліхах до 1%; 18 - ділянки з вмістом сульфідів металів більше 1%; 19 - місця розповсюдження «мармароських діамантів». Назви тектонічних елементів див. на карті районування Карпат

В. Шлапінський зауважив подібність конфігурацій цієї границі з лінією головного карпатського вододілу на території України. Обидві лінії супроводжують одна другу на віддалі близько 250 км (від румунсько-українського до українсько-польського кордонів), причому за простяганням

вони перетинаються, міняються місцями, але віддаль між ними залишається порівняно невеликою. Ця просторова близькість на такій значній відстані виключає випадковість і свідчить про залежність від одного спільного чинника. Не вдаючись в усі деталі цієї проблеми, можна відзначити, що зовнішня передова ділянка гідротермального поля приурочена до залишків дофлішового фундаменту, який тепер перебуває під насувом Карпат і обмежений з південного заходу Закарпатським, а з північного сходу – Палеопередкарпатським (Ужоцьким) розломами. У північно-східній частині дофлішового фундаменту знаходиться валоподібна тектонічно активна структура, яка і зумовлює положення головного карпатського вододілу. Порівняно з зануреною відносно цієї структури крайовою південно-західною частиною платформи, вона характеризується різким збільшенням теплового потоку, що і визначає різницю в їх геохімічній спеціалізації і зумовлює існування вуглеводневого та гідротермального полів (Шлапінський, 2012а).

4.3.1. Гідротермальне поле

Поле локалізоване у Бітлянсько-Свидовецькому субпокрові Кросненського покриву, у більшій частині Говерляньського і Ставняньського та в Березняньському, Красношорському, Полонинському, Бачавсько-Боржавському субпокровіх Дуклянсько-Чорногорського покриву, Буркутському, Магурському, Рахівському, Мармароському і Пенінському покривах Зовнішніх Карпат. Південна границя гідротермального поля перебуває за межами Зовнішніх Карпат. Не зупиняючись на всіх аспектах, пов'язаних з розподілом в його границях притаманних для нього компонентів, зазначимо, що кількість природних нафтогазопроявів тут невелика (всього зафіксовані у 13 пунктах). Середня щільність нафтогазопроявів – 0,002 прояви/км, приблизно в 30 разів менша, ніж у вуглеводневому полі. Численні аналізи вільних і розчинених газів у багатьох свердловинах в інтервалах глибин 30–3960 м вказують на наявність

в їх складі значних концентрацій (до 100 %) вуглекислого газу і азоту. Загалом передова частина цього поля шириною 10–20 км неперспективна щодо відкриття промислових покладів вуглеводнів (за винятком невеликих за площею ділянок). Тільки поблизу Вигорлат-Гутинської гряди і далі на південний захід вже у Закарпатському прогині, тобто за межами дофлішової основи, вміст метану у газах суттєво зростає.

4.3.2. Вуглеводневе поле

Основними компонентами цього поля є звичайно вуглеводні. Про це свідчить насамперед велика кількість природних нафтогазопроявів у ньому. За характером проявів їх можна поділити на такі види: витіки нафти з корінних та четвертинних порід, присутність плівок нафти на воді, бітумінозність порід, запах нафти та нафтопродуктів у породах, виділення горючого газу та наявність озокериту. Нафтогазопрояви спостерігалися в породах усіх вікових підрозділів, що складають розріз. Встановлено, що вони тяжіють, здебільшого, до тектонічних порушень (насувів та розривів) і, меншою мірою, – до виходів складок на денну поверхню.

Поверхневі нафтогазопрояви є прямою ознакою присутності вуглеводнів у надрах. Досить відзначити, що всі без винятку родовища і поклади нафти у Складчастих Карпатах і Бориславсько-Покутському покриві в XVII ст., IX ст. і поч. XX ст. були відкриті за результатами проведення пошукових робіт саме у місцях, де були поверхневі нафтогазопрояви. Така методика застосовувалась не тільки у карпатському регіоні. Майже всі нафтові родовища в Північній Америці були відкриті завдяки поверхневим виходам нафти. Початкові пошукові роботи на будь-якому значному родовищі США, за винятком пермського басейну у Західному Техасі і Нью-Мехіко, здійснювалися завдяки існуванню поверхневих ознак. У Мексиці родовища Голден Лейн або Саут Філд відзначалося виходами нафти і доти, поки не почали застосовуватися

геофізичні методи, виходи нафти були найкращими показниками нафтогазоносності регіону.

З часом ситуація змінилась. Як зазначав відомий американський нафтовий геолог І. А. Рассел, “...існує незвичний контраст між виключно важливим значенням виходів нафти на ранніх етапах пошуків і незначним їх використанням після відкриття в певному районі нафтових і газових родовищ” (Рассел, 1958). Він писав, що “...на даний час (50-ті рр. ХХ ст.) при складанні плану пошукових робіт в Скелястих горах поверхневі ознаки звичайно ігноруються. Однією з причин є те, що поверхневі ознаки нафтогазоносності у свій час вже були використані при виборі місць для закладання перших свердловин. Наступні свердловини закладались вже на підставі інших критеріїв”.

Такий самий контраст і в карпатському регіоні. Проте слід розрізняти спроби використання поверхневих ознак на ділянках, де вже відкриті нафтові родовища, і там, де вони поки ще не відомі. У першому випадку поверхневі прояви вже зіграли свою роль; у другому – їх необхідно брати до уваги. При цьому слід усвідомлювати, що значний відсоток з фонду скупчень нафти промислового масштабу, локалізованих на малих глибинах, які є “постачальниками” нафтопроявів на поверхню, вже реалізований в результаті відкриття низки нафтових родовищ у Складчастих Карпатах в дорадянську добу. Більшість їх знайдені ще перед Першою світовою війною. Подальші пошукові роботи в місцях проявів вуглеводнів, в розрахунку на успіх саме на підставі лише цієї ознаки, але без розуміння деталей геологічної ситуації на цих ділянках, показали їх невисоку ефективність.

У межах Кросненського покриву (Турківський та Бітлянсько-Свидовецький субпокриви) нафтогазопрояви поділяються так (табл. 4). Наявність нафтогазопроявів, їх характер та щільність (кількість на одиницю площі) залежать від багатьох факторів. Один з них – глибина джерела, що постачає вуглеводні на денну поверхню – належить до таких, що важко оцінити

кількісно. З цієї причини нафтогазопрояви не можуть беззастережно бути позитивним критерієм промислової нафтогазоносності, тому що джерела їх можуть знаходитись на різних глибинах, в тому числі і на дуже значних та недосяжних. Незаперечно, що всі нафтові родовища Карпат були в минулому відкриті в результаті свідомого проведення пошуків саме в місцях виходів вуглеводнів на денну поверхню. З другого боку, від'ємні результати пошуків на багатьох площах в Складчастих Карпатах, де спостерігалися природні нафтогазопрояви, свідчать і про значну просторову відокремленість нафтогазопроявів на денній поверхні від скупчень вуглеводнів на глибині. В силу цього природні нафтогазопрояви можна використовувати як пошуковий критерій тільки з урахуванням деталей геологічної будови певних ділянок Карпат. Важливим параметром, що характеризує природні нафтогазопрояви, є їх щільність, яка по площі розподіляється нерівномірно. В Лемківському і Гуцульському мегаблоках Скибового та Кросненського покривів, мабуть, через більший стиск (підняття фундаменту, на котрий насувався фліш, створювала більшу перешкоду) велике поширення мають вузькі, стрімко нахилені луски. У Бойківському ж блоці, через менший опір піднасуву в алохтоні, розповсюджені, загалом, широкі луски. Як видно з таблиці 1, більша щільність нафтогазопроявів спостерігається саме в Лемківському і Гуцульському сегментах. Дійсно, якщо порівняти значення цього показника для Турківського субпокриву в усіх трьох мегаблоках, то видно, що у Лемківському сегменті він у три, а у Гуцульському – в п'ять разів більший, ніж у Бойківському сегменті. Цю закономірність можна задовільно пояснити більшою трищинуватістю порід в перших двох перелічених мегаблоках. Своєю чергою, щільність нафтогазопроявів у їх межах не є величиною постійною. На окремих ділянках вона значно зростає. З урахуванням геологічної будови території це дає змогу в деяких випадках проводити оцінку перспективності певних частин Складчастих Карпат і піднасуву, в тому числі прогнозувати, на яких глибинах можуть бути значні скупчення вуглеводнів.

**Розподіл природних нафтогазопоявів в Турківському та Бітлянсько-Свидовецькому субпокривах
Кросненського покриву в Лемківському, Бойківському та Гуцульському сегментах**

Характер проявів вуглеводнів	Тектонічні сегменти					
	Лемківський		Бойківський	Гуцульський	Кросненський покрив в усіх блоках	
	Турківський субпокрив	Бітлянський субпокрив	Турківський субпокрив	Турківський субпокрив	Турківський субпокрив	Бітлянський субпокрив
Витіки та плівки (на воді) нафти	28	23	13	1	42	23
Прояви бітуму	9	4	1		10	4
Породи з запахом нафти, нафтопродуктів та бітумів	21	12	10	35	66	12
Прояви озокериту	2				2	
Прояви горючого газу	3	3	3		6	3
Разом	63	42	27	36	122	39
Разом у межах сегментів, субпокривів та покриву	105		27	36	168	
Кількість нафто-газопоявів на 1 км ²	0,13	0,04	0,02	0,21		

Наприклад, підвищена скупченість проявів вуглеводнів у зоні зчленування Кросненського і Скибового покривів, в т. зв. Розлуцькій смузі (Лемківський мегаблок) та в “південних” скибах, які межують з нею (рис.17), може пояснюватись таким чином. Тут розвинуті вузькі, стиснені луски і стрімкі насуви, крутизна яких зберігається на глибинах понад 4–5 км. У верхніх частинах складчастого комплексу, згідно з даними геологічної зйомки та буріння, немає великих добре екранованих складок. Відсутність пасток і сильна тріщинуватість цієї частини алохтону власне й зумовили аномальну щільність нафтогазопроявів у цьому районі. За площі даної ділянки, яка становить лише близько 2 % від північно-західної частини Скибового та Кросненського покривів, тут зафіксовано приблизно 30% проявів вуглеводнів.

Це вказує на те, що джерело нафтогазопроявів розташоване під Кросненським покривом і південними скибами Скибового покриву. По площинах насувів, а головне, – по вертикальному Розлуцькому порушенню вуглеводні мігрують на денну поверхню.

Подібна ситуація і в Гуцульському мегаблоці. Тут у тилівій частині Скибового покриву і в Турківській одиниці Кросненського покриву (Ясінській котловині) фіксується дуже велика кількість природних нафтогазопроявів. Відсутність пасток у верхньому (флішовому) поверсі зумовила аномальну щільність проявів вуглеводнів на денній поверхні.

Джерелами їх є, по-перше, автохтонні структури (типу Лопушнянської), що знаходяться під насувом Складчастих Карпат. По-друге, ними можуть бути і параавтохтонні структури, локалізовані у фліші та перекриті згори внутрішніми тектонічними одиницями, що можуть їх екранувати. Таким екраном для структур Кросненської одиниці є, зокрема, Скупівський і Красношорсько-Говерляньський субпокрови Дуклянсько-Чорногорського покриву. Нафтогазопрояви, що фіксуються перед його чолом в протяжній смузі Ясіня-Ворохта-Яблуниця (на Білому Черемоші), облямовують останній. В його межах прояви вуглеводнів фіксуються вкрай рідко (Шлапінський, 2017).

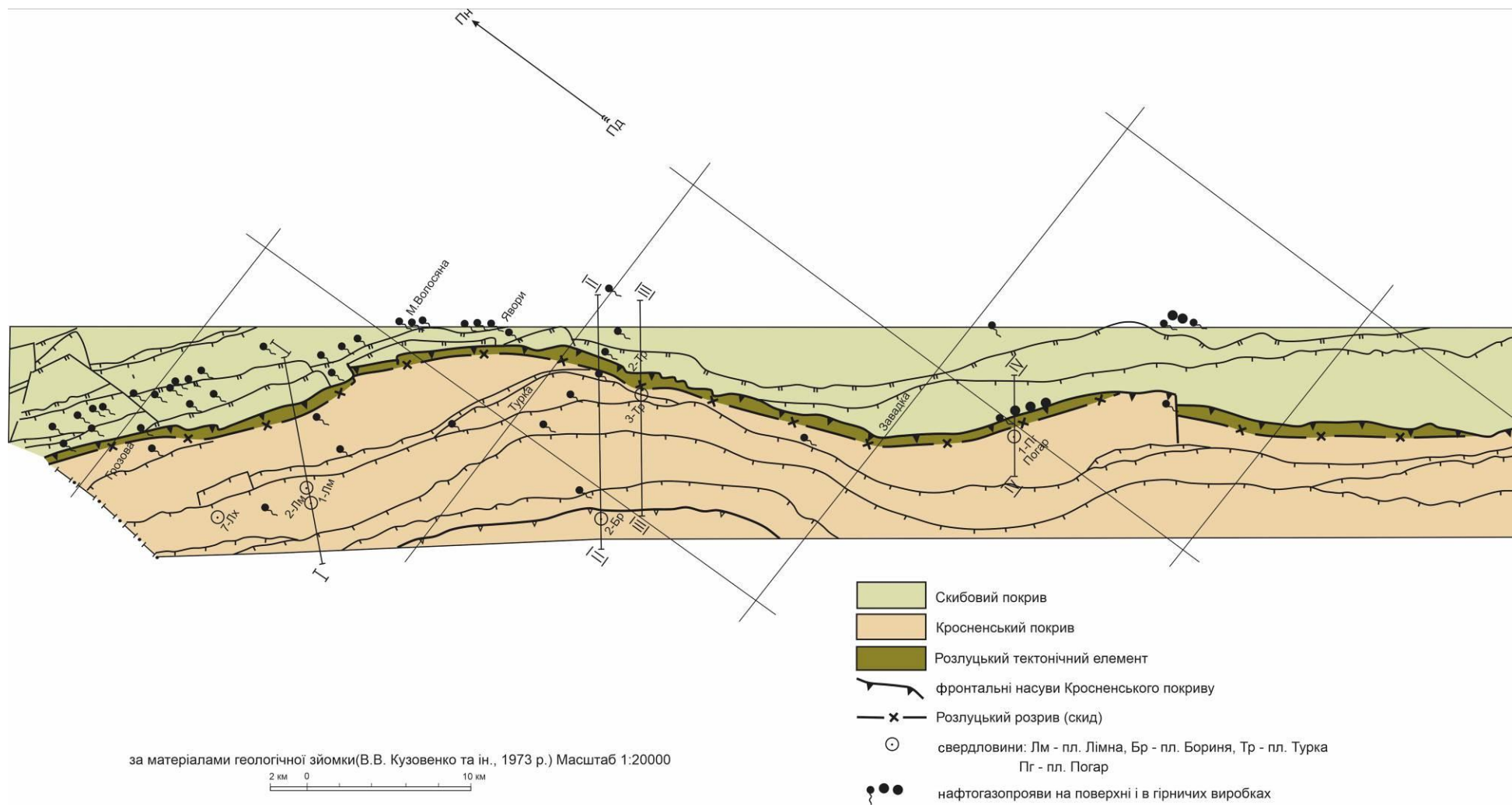


Рис.17. Оглядова карта Розлуцького тектонічного елемента (уклали В. В. Кузовенко, В. Є. Шлапінський)

Флішовий чохол у Бойківському зануреному мегаблоці, де домінують в цілому похиліші структури, порівняно з Лемківським і Бойківським мегаблоками, правдоподібно, має більшу товщину і менш тріщинуватий, а тому є більшою перешкодою для вуглеводнів, які надходять з великих глибин. Особливо це стосується південних скиб і тієї частини Кросненського покриття, що розташована ще в межах вуглеводневого поля. Не дивно, що тут нафтогазопроявів майже немає. Виняток складає та частина Кросненського покриття, яка перебуває безпосередньо біля північної границі гідротермального поля. В такому просторовому положенні зафіксовані прояви горючого газу з високим, до 95 %, вмістом метану (р-н с. Опорець, Сможе, Либохора). Крім природних нафтогазопроявів у Кросненському покритті задокументовані також прояви вуглеводнів і в свердловинах (картувальних, структурно-пошукових та параметричних). Діапазон глибин, в яких вони зафіксовані, практично від поверхні до понад 5 км. Як правило, нафтогазопрояви в свердловинах частіше відбувалися в тих районах, де вони спостерігались і на поверхні.

Розглянемо, як розподіляються у межах Кросненського покриття вуглеводні за фазовим складом. В Польських Карпатах газові родовища Передкарпатського прогину облямовують фронтальну частину складчастої споруди, а деякі з них залягають і під нею, на певній відстані від її краю. Далі на південний захід (вглиб Карпат) розповсюджені, переважно, нафтові родовища в таких зонах: Скольській (Скибовій) – 10, Субсілезькій – 2, Сілезькій (Кросненській) – 46, Дуклянській – 2 та в Магурській – 7 (54). Ще далі на південний захід відомі тільки газові родовища (всього 6). Лінія, що розмежовує нафтові і газові родовища, простягається від Скшидліни на заході до Ветліни на сході поблизу українсько-польського кордону. На українській території цю умовну лінію можна протрасувати від польської Ветліни через Боберку-Бориню-Сможе-Опорець-Ясіню-Яблуницю до Гриняви (можливо, на деяких ділянках її можна перенести північно-східніше). Підставою для цього висновку є те, що в свердловинах 1 і 2-Бориня, 10 та 13-Опорець, 32 та 33-Жаб'є і 1-Гринява були одержані припливи горючого газу, а в двох із них – і

конденсату. Про, ймовірно, газоконденсатний склад покладів свідчать наявність в газах легкого конденсату (св. 2-Бориня), близьке до одиниці відношення ізомерного бутану до нормального бутану, а також зростання вмісту гомологів метану вгору у розрізі. Аналогічні геохімічні характеристики мають і гази та конденсати, одержані при випробуванні св. 1-Гринява. Незважаючи на це, було б спрощеним вважати, що на південний захід від згаданої лінії розповсюджені тільки скупчення газу і конденсату. Дійсно, в районі с. Луги на Закарпатті, в зоні зчленування Дуклянського і Кросненського покривів (а це південніше Бітлі), в невеликих кількостях видобували нафту. Це ж стосується і району Ясині. Отже, доцільніше прогнозувати, що на північ від цієї просторової границі існує більша ймовірність натрапити на скупчення нафти, а південніше – й конденсату.

4.3.3. Сульфідна мінералізація

Для оцінки нафтогазоносності території Складчастих Карпат і, зокрема, Кросненського покриву, крім даних про прямі її ознаки (нафтогазопрояви), можна також використовувати опосередковані прояви, пов'язані з нею. До таких належить сульфідна мінералізація негідротермального походження. На північному схилі Українських Карпат у межах вуглеводневого поля був встановлений позитивний кореляційний зв'язок між нафтогазоносністю і вмістом сульфідів цинку, свинцю, міді і нетехногенного самородного свинцю у шліхових пробах з алювіальних відкладів (Шлапинский, 1989; Шлапинский, 2003). Було доведено, що джерелами сфалериту, галеніту, халькопіриту та свинцю є породи карпатського крейдо-палеогенового флішу. Утворення цих сульфідів відбувалося шляхом взаємодії підземних вод, насичених іонами металів, з сірководнем, який надходив у розріз з місць скупчень вуглеводнів. Значнішим скупченням останніх (це, мабуть, переважно стосується нафти) відповідають більші вмісти сульфідів у шліхах. Такий висновок

підтверджується просторовим зв'язком нафтових родовищ з масштабами сульфідної мінералізації. Найбільші значення останньої зафіксовано у районах Борислава, Биткова, Лопушної та ін. (до 18 % від ваги важкої фракції шліхової проби). Цю закономірність можна використовувати в значенні важливого пошукового критерію промислової нафтогазоносності. Ділянки, де наявні інтенсивні за вмістом сульфідів ореоли їх розсіювання з невиявленими поки що в надрах значними скупченнями вуглеводнів, слід вважати потенційно перспективними. У межах Кросненського покриву є декілька таких ділянок. Одну з них виявлено у районі с. Розлуч. Вона приурочена до зони зчленування Кросненського та Скибового покривів. Припустимо, що пластові води, насичені іонами цинку та свинцю, й сірководень надходили ближче до поверхні з глибоких горизонтів піднасуву, перекритих Кросненським покривом по площині насуву останнього та по інших порушеннях, зокрема, по Розлуцькому розриву. Можна очікувати, що під Кросненською одиницею тут можуть виявлятися значні скупчення вуглеводнів. Нагадаємо, що такий самий висновок випливає з аналізу розподілу тут природних нафтогазопроявів у поєднанні з деталями геологічної будови цієї ділянки. Аномальна кількість нафтогазопроявів зафіксована в проміжку від с. Галівка на кордоні з Польщею до с. Мала Волосянка.

Друга ділянка, точніше група ділянок, поширена у південно-східній частині Кросненського покриву, у районах, де він прилягає до Чорногорського покриву. Тут ореоли розсіювання сфалериту (до 15 % від ваги важкої фракції) виокремлені в районі населених пунктів Ясіня, Ворохта та Яблуниця. Всі вони тяжіють до лінії Чорногірського насуву. Зауважено, що вміст сфалериту у шліхах одразу за насувом вже у межах Чорногірського покриву зменшується на порядок. А отже, ця тектонічна одиниця виконує роль екрану для флюїдів, а інтенсивне утворення сфалериту відбувалося по площині Чорногорського насуву шляхом проникнення туди з глибини пластових вод й сірководню. Слід сподіватися, що під Чорногірським покривом, дещо південно-західніше його

краю, є великі поклади вуглеводнів (Шлапінський, 2015b).

4.4. ГІДРОГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ

4.4.1. Характеристика пластових вод продуктивних товщ

Підземні води нафтогазоносних провінцій належать до найсуттєвіших елементів середовища, в якому формуються, існують і руйнуються поклади нафти і газу. Вивчення підземних вод дає змогу дослідити процеси формування і перетворення в часі і просторі їх хімічного складу та обґрунтовує гідрогеологічні нафтогазопошукові критерії.

Перші відомості щодо вод нафтових родовищ Бориславського нафтогазопромислового району в Карпатах опубліковані Р. Зубером (1911), К. Толвінським (1922), К. Кацом (1928).

Від початку 60-х років і до цього часу підземні води і водорозчинені гази нафтових і газових родовищ Західного регіону досліджують в Інституті геології і геохімії горючих копалин НАН України (В. Г. Ткачук, Є. С. Гавриленко, В. В. Колодій, О. Д. Штогрин, В. М. Щепак, В. Ю. Гарасимчук та ін). Прикладним аспектам гідрогеології нафтових і газових родовищ присвячені праці А. Ф. Романюка, Л. П. Швая, І. М. Доленко (Ліхоманової), Р. В. Мальської та ін.

Мікроелементний склад пластових вод вивчався за розподілом концентрацій йоду, броміду, амонію, кремнію, радію, стронцію, і рідкісних лужних елементів. Єдиної думки щодо інформативності застосування мікроелементів як ознак нафтогазоносності немає (Доленко, Милославская, 1982). Усе ж більшість дослідників вважають доцільним використовувати окремі мікроелементи і мікрокомпоненти пластових вод як пошукові ознаки.

Гідрогеохімічні умови українського сектора Карпатської нафтогазоносної провінції зумовлені її геологічною будовою та історією розвитку, тому в межах різних структурно-тектонічних зон вони різні. За неможливості простежити

гідрогеохімічні особливості стратиграфічних комплексів, які перебувають у різних геолого-тектонічних умовах, гідрогеохімічні умови всієї провінції охарактеризовані в інтервалах глибин до 500 м, 500–1000 м, 1000–2000 м, 2000–3000 м і понад 3000 м. Була застосована типізація вод за формулою Курлова, де бралися до уваги лише компоненти, які складали не менше 25 % екв.

Пластові води Зовнішньої зони характеризуються найбільшим різноманіттям хімічних типів вод (виражених формулою Курлова, де вміст іонів є не меншим за 25 %–екв.) – у розрізі 0–>3000 м (рис. 18).

До найпоширеніших у розрізі належать: хлоридні натрієві, гідрокарбонатно-хлоридні натрієві, сульфатно-хлоридні кальцієво-натрієві; сульфатно-гідрокарбонатно хлоридні натрієві (магнієво–натрієві); від 500 м: хлоридні кальцієво-натрієві, гідрокарбонатно-хлоридні кальцієво-натрієві; сульфатно-хлоридні магнієво-натрієві. На глибинах понад 3000 м крім хлоридних типів трапляються хлоридно-гідрокарбонатні кальцієво-натрієві, сульфатно-хлоридно-гідро-карбонатні кальцієво-натрієві (магнієво-натрієві) води. На великих глибинах можна зауважити слабосолонуваті води незвичайного для такої мінералізації складу наприклад, хлоридні кальцієво-натрієві. Ці води, генетично пов'язані з газовими і нафтовими родовищами. Внутрішня зона характеризується меншим різноманіттям типів вод, з переважанням хлоридних.

Колектори мезозойського комплексу північно-західної частини Зовнішньої зони, порівняно з південно-східною піднасувною її частиною, залягають на майже удвічі менших глибинах і містять солянки наполовину меншої мінералізації хлоридного кальцієво-натрієвого складу.

Передкарпатський прогин					Складчасті Карпати					Структурно-тектонічний прогин	
Зовнішня зона			Внутрішня зона							Глибина, м	Тип води
> 3000	2000-3000	1000-2000	500-1000	0-500	> 3000	2000-3000	1000-2000	500-1000	0-500		
●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Na	Cl
●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Ca-Na	
		●	●	●						Mg-Na	
	●			●						Ca-Mg-Na	
										Mg-Ca-Na	
●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	Na	HCO ₃ -Cl
●	●	●	●					●	●	Ca-Na	
	●					●				Mg-Na	
										Ca-Mg	
	●			●		●		●		Mg-Ca-Na	
	●	●	●	●	●	●				Na	SO ₄ -Cl
●	●	●	●	●						Ca-Na	
●	●	●	●		●					Mg-Na	
	●	●	●	●	●					Ca-Na	HCO ₃ -SO ₄ -Cl
			●							Mg-Na	
	●	●	●							Ca-Mg-Na	
●	●	●	●	●	●				●	Na	SO ₄ -HCO ₃ -Cl
●	●	●	●	●						Mg-Na	
										Ca-Mg-Na	
						●				Na-Mg	Cl-SO ₄
			●							Ca-Na	
			●							Mg-Ca-Na	
		●								Na	HCO ₃ -Cl-SO ₄
			●							Ca-Na	
										Ca	HCO ₃ -SO ₄
								●	●	Na	HCO ₃
									●	Ca-Na	
									●	Na-Mg-Ca	
									●	Mg-Na-Ca	
	●	●	●			●	●		●	Na	Cl-HCO ₃
●			●							Ca-Na	
						●				Na	SO ₄ -Cl-HCO ₃
●										Ca-Na	
●		●								Mg-Na	

Рис. 18. Типи підземних вод на різних гіпсометричних рівнях Передкарпатського прогину (Колодій та ін., 2004)

Основний хімічний склад солянок верхньояурського горизонту (площа Никловичі), описується формулою

$$M_{120} \frac{\text{Cl}98[\text{SO}_4 2]}{\text{Na}71\text{Ca}21[\text{Mg}7]}.$$

Середнє значення коефіцієнта метаморфізації $r\text{Na}/r\text{Cl}$ становить 0,76, а значення хлорбромного коефіцієнта коливається від 394 до 819. Концентрація мікроелементів і рідкісних лужних елементів: J – 3,1 – 163,3 мг/л, NH_4 – 50–600 мг/л, Br – 6,8–331 мг/л, Li – 6,1 до 23 мг/л, Rb – 0,4–3,9 мг/л, Sr – 69–141 мг/л. У солянках мезозойського комплексу північно-західної частини Зовнішньої зони при вдвічі меншій мінералізації і дещо вищих вмістах йоду і бром, міститься менше літію і цезію – у 2–4, рубідію – у 3 і стронцію у 5–10 разів.

Міцні солянки верхньояурських відкладів піднасувної частини зони представлені, в основному, таким складом

$$M_{222} \frac{\text{Cl}99[\text{HCO}_3 1]}{\text{Na}84\text{Ca}14[\text{Mg}2]}.$$

Коефіцієнт їх метаморфізації $r\text{Na}/r\text{Cl}$ у середньому становить 0,85, а хлор-бромне відношення часто майже у десять разів (1544–2025) вище за значення, властиве морським водам, що свідчить про суттєвий вплив процесу вилуговування хлоридів натрію. Солянки містять значні концентрації мікроелементів і рідкісних лужних елементів (мг/л, середні значення): NH_4 – 132; Br – 106; J – 11,5; Li – 50; Rb – 4; Cs – 0,37, Sr – 450.

Крейдовий водоносний горизонт також містить міцні солянки хлоридного кальцієво-натрієвого складу

$$M_{265} \frac{\text{Cl}100}{\text{Na}79\text{Ca}17[\text{Mg}3]}.$$

Вміст мікроелементів і рідкісних лужних елементів у них теж високий (мг/л): Sr – 586; Br – 151; J – 17; NH₄ – 127; Li – 22; Rb – 0,7; Cs – 0,3; Sr – 450.

Аномальні концентрації рідкісних лужних елементів і стронцію виявлені в міцних (200–320 г/л) солянках мезозойського комплексу Лопушнянського нафтового родовища, де вміст стронцію досягає 4970, літію – 134, рубідію – 42 і цезію – 4,7 мг/л. Загалом пластові води мезозойського комплексу південно-східної, піднасувної частини Зовнішньої зони, мають найвищий вміст рідкісних лужних елементів і стронцію з усіх випробуваних горизонтів Карпатської нафтогазоносною провінції.

Водоносні горизонти баденських відкладів випробувані у північно-західній частині зони на площі Південнограбинська та південно-східній частині зони на площах Гринівка, Святославська, Черемхівська і Шереметівська в інтервалі глибин від 185 м (площа Черемхівська) до 1384 м (площа Святославська). Представлені вони трьома типами пластових вод. Сульфатно-хлоридні і гідрокарбонатно-хлоридні води незначної мінералізації (2–30 г/л) і низькими вмістами мікроелементів і рідкісних лужних елементів (мг/л): J – 1,7–46,7; Br – 3–56,1; NH₄ – 20, Li – 0,1–0,7; Rb до 0,2; Cs до 0,1; Sr – 0,1–1,3. Солянки хлоридного кальцієво-натрієвого складу, що розкриті свердловиною Святославська-2, за мінералізації 109 г/л містять відносно високі концентрації мікроелементів, мг/л: NH₄ – 100; Br – 152; J – 38 Li – 6,0; Rb – 0,6; Cs – 0,2; Sr – 138,8. Висока концентрація мікроелементів встановлена у слабких солянках (59,3 г/л) такого ж типу, з баденських відкладів Гринівського газового родовища, мг/л: Li – 6,5; Rb – 1,5; Cs – 0,6; Sr – 62; NH₄ – 45; Br – 158; J – 50,7.

У баденських відкладах, розкритих у піднасувній частині зони св. Бісків-1, в інтервалі глибин 4455–4470 м виявлені міцні солянки хлоридного кальцієво-натрієвого складу з мінералізацією 325,5 г/л і високим вмістом (мг/л): Br – 293,9; NH₄ – 500; Li – 38,5; Rb – 5,6; Sr – 735;

Пластові води сарматських водоносних горизонтів випробувані в інтервалі від 140 м (площа Струпківська) до 2180 м (площа Ластовець). Це переважно пластові води газових родовищ. За хімічним складом у більшості випадків серед аніонів переважає хлорид-іон, а серед катіонів – натрій і кальцій. Загальна мінералізація вод коливається від 1,8 г/л (сульфатно-хлоридний тип) до 213 г/л (хлоридний тип). Сульфатно-хлоридні води часто належать до субпрісних за мінералізацією і малим вмістом мікроелементів. Хлоридно-гідрокарбонатні, гідрокарбонатно-хлоридні типи вод поширені у сарматських відкладах значно ширше. Концентрація солей у них здебільшого не перевищує 30 г/л, а коефіцієнт метаморфізації ($r_{Na/rCl}$) більший за одиницю. Вміст мікроелементів коливається в межах (мг/л): NH_4 – 10–360; J – 1–84; Br – 0,8–181, Li – 0,1–2,4. Води хлоридного кальцієво-натрієвого складу відрізняються від інших типів вищим ступенем загальної мінералізації і, відповідно, вищим вмістом мікроелементів: Li до 9; Rb до 2; Cs до 0,5; Sr до 120; NH_4 до 200; J до 56; Br до 181 мг/л.

Найвищі концентрації мікроелементів властиві пластовим водам мезозойського комплексу, хоча не простежується чіткої залежності зростання їх концентрацій від віку водовмісних порід. Пластові води баденських і верхньокрейдових відкладів на окремих ділянках мають нижчі вмісти елементів, ніж пластові води молодших сарматських відкладів, що залягають вище. Очевидно, це пов'язано як з особливостями осадконагромадження цих відкладів, так і з можливим впливом інфільтраційних вод в умовах тривалих палеорегресій басейну седиментації.

Концентрація мікроелементів в пластових водах Зовнішньої зони збільшується з глибиною і з ростом загальної мінералізації. При цьому для окремих елементів пропорційність зростання їх вмістів від загальної мінералізації неоднакова. Концентрації амонію, бромю і йоду загалом зростають з глибиною, але ця залежність виражена теж не досить чітко. В інтервалі глибин 1000–2000 метрів відзначається зменшення вмістів літію і стронцію при

збереженні зростання загальної мінералізації. Різде збільшення концентрацій РЛЕ і стронцію виявляється на глибинах понад 4000 м.

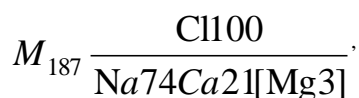
Серед усіх типів пластових вод Зовнішньої зони найвищими концентраціями мікроелементів характеризуються води хлоркальцієвого типу, хлоридного кальцієво-натрієвого складу. Концентрація у них рідкісних лужних елементів є вищою у кілька разів, а стронцію – у десятки, інколи у сотні разів, ніж в інших типах вод.

У Зовнішній зоні найбільше поширені солянки хлоридного кальцієво-натрієвого та хлоридного натрієвого складу, причому переважає перший. У юрському водоносному горизонті вони утворюють великі видовжені смуги, що прилягають до зони насуву; в інших горизонтах хлоридні кальцієві солянки поширені локально, вони утворюють невеликі поля (сарматський горизонт) або видовжені смуги (баденський горизонт) з тенденцією локалізації до зони Стебницького насуву. Сульфатнонатрієві і гідрокарбонатнонатрієві води у всіх горизонтах простягаються у формі видовжених смуг уздовж краю платформи і є зоною живлення горизонтів Зовнішньої зони. (Бабинец, 1961; Бабинец, Мальская, 1975). Склад цих вод (за компонентами, що переважають) сульфатно-хлоридний натрієвий, сульфатно-хлоридний кальцієвий, сульфатно-гідрокарбонатний натрієвий та сульфатно-хлоридний кальцієво-натрієвий. Реліктові таласогенні (морські) седиментогенні води верхньобаденського та нижньосарматського віків збережені у крайній північно-західній частині Зовнішньої зони, що вказує на доволі закриту гідродинамічну обстановку цих товщ (Гарасимчук, Лук'янчук, 2010). У межах піднасуву Внутрішньої зони у верхньобаденських породах-колекторах поширені високомінералізовані солянки, утворені в процесі вичавлювання із відкладів Самбірсько-Рожнятівського покриву протягом динамо-елізійного етапу та заповненні автохтонних товщ (Гарасимчук та ін., 2004).

Давньоінфільтрогенні води наявні в кайнозойських і мезозойських відкладах південно-східної частини Зовнішньої зони і кайнозойських відкладах

північно-східної смуги, яка прилягає до платформи, а також у відкладах нижнього сармату північно-західної частини Зовнішньої зони у місцях їх зчленування із Внутрішньою зоною. Інфільтраційні води вилугування виявлені у деяких горизонтах нижнього сармату і верхнього бадену Зовнішньої зони, які прилягають до Стебницького насуву. Седиментогенні води частково збереглися у замкнених водоносних горизонтах палеозою, юри і неогену. Крейдовий водоносний горизонт сформований, головню, сумішшю давніх седиментогенних і інфільтрогенних вод.

Пластові води Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, випробувані, в основному, в крейдово-палеогенового фліші Бориславсько-Покутської підзони, а також представлені поодинокими пробами із соленосних відкладів Самбірської підзони. З палеоценових відкладів (площа Блажів-Монастирець) з інтервалу (3392–3402 м) отримані солянки хлоридного магнієво-кальцієво-натрієвого складу з мінералізацією 85,3 г/л, високим вмістом: Br – 486, J – 55, і незначним – NH₄ – 10 мг/л. Вміст РЛЕ : Sr – 625, Li – 3,0; Rb – 0,4; Cs – 0,1 мг/л. У водоносних горизонтах еоценових відкладів поширені різнотипні пластові води з мінералізацією від 15 до 284 г/л. На площі Гошів з відкладів бистрицької світи з інтервалу (575–655 м) одержані сульфатно-хлоридні кальцієво-магнієво-натрієві і гідрокарбонатно-хлоридні кальцієво-натрієві води Вони характеризуються низькою мінералізацією (15–17 г/л) з ознаками впливу інфільтраційних вод і, відповідно, відзначаються дуже низькими концентраціями мікроелементів: NH₄ до 10; J до 2; Br до 10; Li – 0,7–1,5; Rb до 0,1; Sr – 8,2–12,2 мг/л. В основному поширені води хлоридного кальцієво-натрієвого складу (площі Борислав, Південний Монастирець, Південна Стинава):



що характеризуються високим вмістом (мг/л): NH_4 – 200–300; J – 12,7–67,9; Br до 1469,6; Sr до 2060; Li до 27 мг/л.

У відкладах менілітової серії (олігоцен) водоносні горизонти випробувані на площах Битків, Лолин, Вільхівка, Південний Монастирець, Саджава, Танява, Підлісівська, Перегінська. Невисока концентрація мікроелементів, за винятком амонію, виявлена у маломінералізованих водах сульфатно-хлоридного і гідрокарбонатно-хлоридного типів, розкритих на площах Підлісівська, Лолинська і Перегінська. Для солянок хлоридного типу характерні найвищі концентрації мікроелементів. Аномально високі концентрації літію (45 мг/л) і стронцію (2131 мг/л) встановлені в солянках хлоридного кальцієво-натрієвого складу, в інтервалі глибин 3922–3948 м (Соколовецька площа).

Води стебницьких соленосних відкладів (Стебницьке родовище калійних солей) – міцні солянки вилуговування сульфатно-хлоридного калієво-магнієво-натрієвого складу:

$$M_{272} \frac{\text{Cl}94[\text{SO}_4]6}{\text{Na}45\text{Mg}40\text{K}15},$$

Вміст мікроелементів становить: Br – 404; J – 16,9; NH_4 – 20 мг/л.

Загалом у пластових водах Внутрішньої зони вміст мікроелементів зростає з ростом загальної мінералізації і з глибиною. Найвища їх концентрація характерна для солянок хлоридного кальцієво-натрієвого складу горизонтів еоцену і менілітової серії. Тут, як і в Зовнішній зоні, в інтервалі глибин 1000–2000 м відзначається зменшення концентрації рідкісних лужних елементів і стронцію.

Особливістю Внутрішньої зони прогину є максимальна мінералізація солянок на великих глибинах, а часом і середніх і наявність специфічних хлоридно-сульфатних і сульфатно-хлоридних вод. Водоносними є флішові відклади палеогенового і крейдового віку. Чіткої зміни мінералізації пластових

вод з глибиною немає. На великих глибинах трапляються як високомінералізовані води, так і води нижчої мінералізації. Це пов'язують з особливостями геологічної будови, речовинним складом порід, палеогідрогеологічними умовами. Формування солей у міоценовій соленосній товщі відбувається завдяки наявності хлоридно-натрієвих, сульфатно-хлоридних, кальцієвого-натрієвих і магнієвих солянок на малих глибин

Залягання соленосних відкладів під флішем (внаслідок насування Карпат на міоценову моласу) стало причиною засолонення насунутої його частини. У насунені на соленосну моласу флішові утворення під їхньою вагою інфільтрувалися (вичавлювалися) солянки з міоценових відкладів Самбірсько-Рожнятівської частини Передкарпатського прогину, про що свідчить наявність висококонцентрованих солянок у фліші Бориславсько-Покутської зони і Складчастих Карпат (Колодій та ін., 2007). З іншого боку, недостатня гідрогеологічна ізолюваність (закритість) в різних тектонічних блоках зумовила опріснення підземних вод. У деяких блоках, де ступінь ізолюваності був недостатнім, на певних етапах геологічного розвитку проникали інфільтраційні води, що призвело до збіднення солянок і зниження ступеня їх метаморфізації. Тому на невеликих глибинах (близько 500 м) можуть траплятись як солонуваті води, так і солянки. З глибиною гідрогеологічна закритість посилюється, що і визначає зростання мінералізації вод і переважання солянок хлоридно-натрієвого та кальцієво-натрієвого типів. Пластові води менілітових та еоценових відкладів в зонах нафтогазонагромадження за мінералізацією, макро- і мікрокомпонентним складом, хлорбромним коефіцієнтом, коефіцієнтом сульфатності свідчать про наявність там стагнаційного (відсутність впливу інфільтрації) гідрогеологічного режиму, сприятливого для збереження вуглеводневих покладів. Широко розповсюджені в Передкарпатському прогині локальні гідрогеохімічні аномалії (з мінералізацією до 40 г/л) зумовлені процесами, пов'язаними з формуванням

покладів вуглеводнів (конденсаційні води, вертикальні перетоки вод, насування покривів) (Колодій, Медвідь, 2008).

У Складчастих Карпатах гідрогеохімічні умови на глибинах понад 1000–2000 м не відрізняються від тих, які характеризують Внутрішню зону прогину. В обох випадках водоносними є флішові відклади палеогенового і крейдового віку. Гідрокарбонатні води з мінералізацією, меншою за 10 г/л, поширені на глибинах до 500 м і тільки гідрокарбонатно-натрієві води з мінералізацією понад 30 г/л фіксуються на більших (до 1000 м) глибинах. Хлоридно-гідрокарбонатно натрієві води з мінералізацією до 12 г/л поширені на глибинах до 1000 м, причому гідрокарбонатно-хлоридно натрієві з мінералізацією 5–7 г/л виявляються на глибинах понад 3000 м в Кросненському покриві. Хлоридно кальцієво-натрієві солянки у Складчастих Карпатах тяжіють до Скибового покриву і залягають в інтервалі від 1000 до понад 3000 м. (див. рис. 18). Їх мінералізація збільшується з глибиною від 50 до 305 г/л.

За Л. П. Мишкіним, до глибин 0–500–800 м у фліші поширені прісні і солонуваті води (до 3 г/л) гідрокарбонатного кальцієвого-натрієвого типу (Крупський та ін., 2014). Найбільша глибина розвитку слабкомінералізованих вод цього типу зафіксована в південно-західній частині Покутських Карпат (св. Фальків-1). Низька мінералізація підземних вод у верхній частині розрізу флішу пов'язана із впливом інфільтрації прісних вод і поступовим розведенням солянок, а на великих глибинах, де флішові утворення залягають на соленосній моласі, переважають води вилуговування галіту, що проникли знизу у фліш.

Так, на Східницькому нафтовому родовищі, що пов'язане з флішовими утвореннями верхньої крейди, палеоцену і еоцену. Пластові води верхньокрейдових відкладів представлені прісними, солонуватими і солоними хлоридно-сульфатно-гідрокарбонатними натрієвими водами з мінералізацією від 0,5–16 г/л. Значна частка належить сульфатам. Коефіцієнт сульфатності $r\text{SO}_4 \cdot 100 / r\text{Cl} = 136$. Із зростанням мінералізації вод зменшується вміст сульфатів, домінують гідрокарбонати, хлориди і магній. Пластові води

палеоценових відкладів хлоридно-гідрокарбонатного натрієвого складу з мінералізацією 3 г/л характеризуються значно меншим вмістом сульфатів – $r\text{SO}_4 \cdot 100 / r\text{Cl} = 25$ (глибини до 100 м). З глибиною мінералізація пластових вод зростає до 6–10 г/л. Хлоридно-гідрокарбонатні натрієві води переходять в хлоридно-натрієві. Вміст сульфатів значно зменшується.

Пластові води палеоценових відкладів на глибинах до 100 м і більше представлені хлоридно-гідрокарбонатними натрієвими та хлоридними натрієвими з мінералізацією від 3 до 10 г/л. Еоценові відклади Східницького родовища характеризуються наявністю високо мінералізованих майже безсульфатних вод (міцних солянок) з мінералізацією 180 г/л, з високим вмістом бромів.

В південно-східній частині Кросненського покриву з палеогенових відкладів Чорногірського покриву параметричній св. 1-Гринява отримали приплив газу з конденсатом дебітом 14 тис. м³/добу. Підземні води газового родовища, отримані з інтервалу 4410–4450 м, гідрокарбонатно-хлоридного кальцієво-натрієвого складу з мінералізацією 36 г/л, вмістом мікроелементів: NH_4 – 10; J – 5,3; Br – 33,1; Li – 1,9; Rb – 0,6; Cs – 0,3; Sr – 2,7 мг/л. Ці слабкі солянки типові для родовищ Більче-Волицької зони, де відсутній вплив солянок (мінералізація понад 200 г/л) з міоценових молас.

Особливістю гідрогеохімії Передкарпатського прогину є наявність гідрогеологічних аномалій. Це так звані інверсії, коли під більш мінералізованими водами залягають менш мінералізовані, або коли води, властиві давнішим відкладам, трапляються у молодших, а також локальні підвищення чи зниження вмістів окремих компонентів йонно-сольового складу, наявність на великих глибинах, в зоні катагенезу, прісних або солонуватих вод тощо. Ціла низка гідрогеохімічних аномалій не зумовлена активним переміщенням підземних вод. Вони виникають шляхом збагачення підземних вод окремими інгредієнтами донатора, що вміщує цей пласт, шляхом концентраційної дифузії. До таких належать аномально підвищені вмісти низки

мікроелементів, водорозчинені органічні речовини, збільшення пружності водорозчинених газів і їх склад, збільшений відносно фонового. Такі гідрогеохімічні аномалії належать до статичних і найкраще проявляються в умовах стагнаційного режиму. Встановлено, що таким чином підземні води на контакті з нафтовими і газовими покладами збагачуються Ra, Sr, B, NH_4 , Fe^{2+} , Mn, Cu та збіднюються SO_4 , Si в зоні геохімічного впливу покладів вуглеводнів, а накопичення у водах Ra, Sr, NH_4 перебувають у прямій залежності від парціального тиску CH_4 . Такі аномалії притаманні обом зонам прогину. Аномалії за вмістом SO_4 зумовлені надто високим чи низьким їх вмістом стосовно фону. Підземні води прогину містять до 5 г/л сульфат-іону. Особливо багаті на нього води крейдових відкладів Зовнішньої зони. В юрських і палеозойських – 0,5–1,6 г/л. В неогенових відкладах вміст сульфат-іонів найменший – до 0,3 г/л. Такі кількості характеризують гідрогеохімічний фон.

Підвищені вмісти сульфат-іонів пов'язані з ділянками інфільтрації вод з боку платформи, тобто на північно-східному борті прогину. Аномально низькі вмісти сульфатів властиві законтурним і підшовним водам газових родовищ Східниця, Хідновичі, Рудки, Північні Меденичі, Угерсько, Більче-Волиця, Мала Горожанка та ін. Від'ємні аномалії за вмістом сульфатів трасують також шляхи міграції газу, наприклад, в районі Судово-Вишнянського, Калуського розломів до заповнення ним пасток. Поблизу інших порушень, які не служили шляхами міграції вуглеводнів, таких аномалій немає (Щепак, 1965). У Внутрішній зоні від'ємні сульфатні аномалії фіксуються на віддалі 1000 м по площі і 150 м по вертикалі (Північна Долина, Бабче, Гвізд, Росільна та ін.). Часто від'ємні сульфатні аномалії збігаються з додатніми за вмістом бікарбонатів.

Підземні води, що контактують з покладами нафти і газу, збагачені амонієм у 1,5–2 рази порівняно з фоном. Ці аномалії часто супроводжуються від'ємними сульфатними аномаліями.

Води, що контактують з покладами нафти і газу, відрізняються від вод непродуктивних горизонтів відношенням $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$: перші характеризуються значенням цього відношення 0,04–0,07, другі – 1,7–32,3.

Стронцій у підземних водах Зовнішньої зони міститься в кількостях до 215 мг/л, рідко більше, у водах Внутрішньої – до 2900 мг/л. Підвищені вмісти стронцію властиві контурним водам покладів вуглеводнів. Проте в окремих (Спринський, 1999) продуктивних структурах (Блажів–Монастирець, Завода, Вільхівка Південний Монастирець) рідкісні лужні елементи і Sr не є чіткою ознакою продуктивних структур. Використання вмістів літію, цезію, стронцію як показників продуктивності колекторів в межах локальних структур Внутрішньої зони можливе лише в контурних водах родовищ. За даними (Щепак, Мигович, 1967), відносна концентрація $\text{Sr} \times 10^3/\text{M} > 5$ може бути використана як показник нафтогазоносності. Для абсолютних величин концентрацій, це: $\text{Li} > 25$, $\text{Cs} > 0,3$, $\text{Sr} > 800$ мг/л.

В межах Зовнішньої зони є сенс у використанні концентрації рідкісних лужних елементів і стронцію, коли вони є вищими за максимальні в непродуктивних структурах. Для неогенового комплексу Зовнішньої зони як критерій можна використовувати такий вміст мікроелементів: $\text{Li} > 3$, $\text{Rb} > 0,7$, $\text{Cs} > 0,4$, $\text{Sr} > 29$ мг/л. Для крейдових і юрських відкладів північно–західної частини зони ознакою продуктивності можуть бути такі концентрації: $\text{Li} > 6,5$, $\text{Rb} > 0,2$, $\text{Cs} > 0,2$, $\text{Sr} > 105$ мг/л. Відносні концентрації стронцію більше 1 характерні для продуктивних структур. Для південно–східної (Лопушнянське родовище) чіткого ореолу підвищення концентрацій рідкісних лужних елементів і стронцію немає. Виняток становить вміст у контурних водах $\text{Li} - 111\text{--}134$ мг/л (Лопушнянське родовище). Тому в цьому районі концентрації рідкісних лужних елементів і стронцію як критерій не розглядають. Можливе використання аномальних концентрацій $\text{Li} > 70$ мг/л.

Вміст окису кремнію в водах Внутрішньої зони коливається від 68 мг/л до 3234 мг/л. У водах, що контактують з покладами, його значно менше – 10–15

мг/л, рідко до 40 мг/л (Щепак, Мигович, 1971). Води з малим вмістом окису кремнію містять мало сульфатів. У гідрокарбонатно-хлоридних натрієвих водах його вміст зростає з збільшенням кількості бікарбонатів.

Дослідження вмісту рідкісних лужних елементів і стронцію в Складчастих Карпатах обмежене. Їх концентрації в св. Гринява-1 (Кросненський покрив) з продуктивного олігоценового горизонту – нижчі за мінімальні на продуктивних структурах Внутрішньої зони. За даними дослідження джерел у межах Скибових Карпат (Колодій та ін., 2004), з джерела хлоркальцієвих солянок поблизу с. Гребенів, відносні концентрації літію і стронцію ($Li - 0,2$, $Sr > 15$ мг/л) вищі за максимальні, виявлені у пластових водах непродуктивних структур Внутрішньої зони прогину. Для Дуклянського, Магурського покривів відносна концентрація літію і стронцію з джерела гідрокарбонатнатрієвих вод біля с. Соль майже вдвічі вища за максимальну в непродуктивних структурах Внутрішньої зони. Надра цих пунктів можуть розглядатись як перспективні для пошукових робіт (Колодій та ін., 2007).

4.4.2. Гідрогеохімічні, газогідрогеохімічні ознаки нафтогазоносності

У праці (Карцев, 1972) гідрогеохімічні показники діляться на гідрогеохімічні (йонно-сольовий склад вод), загальногідрогеологічні, гідродинамічні та гідрогеотермічні, палеогідрогеологічні. За рейтингом серед них виокремлюють показники наявності покладів нафти і газу, наявності пасток вуглеводнів. Розрізняють регіональні і локальні пастки, що має значення під час оцінки нафтогазоносності структур чи неантиклінальних скупчень.

Найбільшу зацікавленість викликають ознаки нафтогазоносності продуктивних пасток. Значення таких ознак особливо зростає через великі матеріальні витрати на пошуки і розвідку родовищ.

Праці цього напрямку становлять окрему, нафтогазопошукову гілку нафтогазової гідрогеології. Необхідною передумовою успішного її розвитку й

використання є отримання якісних проб води з випробуваних об'єктів та інших матеріалів випробування свердловин – пластових тисків, температур, газонасиченості пластових вод тощо.

Не всі ознаки нафтогазоносності, інформативні в одних геолого-гідрогеологічних умовах, залишаються такими в інших. Наприклад, йод, який за В. О. Суліним, належить до прямих показників нафтогазоносності, в умовах Передкарпатського прогину є неінформативним. Це зумовлено тим, що гідрогеохімічні умови натурального фону формуються в ході геологічного розвитку водонапірних басейнів незалежно від їх нафтогазоносності, яка має накладених характер.

До прямих ознак нафтогазоносності віднесені водорозчинені органічні речовини нафтового походження – бітуми, феноли, водорозчинні вуглеводні, нафтеніві кислоти тощо. Вони наявні у воді, головним чином, в дифузійних ореолах розсіювання вуглеводневих скупчень, а їх вмісти зростають у міру наближення до покладів від фонових вмістів до підвищених, звичайно у декілька разів. Сюди ж включають водорозчинені гази вуглеводневого складу, тиск насичення яких зростає до рівного пластовому в міру наближення до покладу. За складом вуглеводневої частини водорозчинених газів можна судити про фазовий стан покладу – газовий, газоконденсатний чи нафтовий.

До побічних ознак нафтогазоносності відносять безсульфатність вод, зумовлену відновленням SO_4^{2-} вуглеводнями і збагаченість з цієї ж причини HCO_3^- . Сюди ж традиційно відносять високу мінералізацію, ступінь метаморфізації, хлор-кальцієвий тип вод, наявність деяких мікроелементів, H_2S тощо.

Щодо показника сульфатності $r\text{SO}_4 \cdot 100 / r\text{Cl}$, то в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину зменшення сульфатності “безсульфатні аномалії” властиве, за даними В. М. Щепака, як крайовим водам газових покладів, так і водам, віддаленим від покладів але розкритих в зоні розломів, що трасують шляхи вертикальної міграції газу.

Наявність у водах і кількість тих інгредієнтів водорозчиненої органічної речовини, що є ознаками нафтогазоносності, залежать не тільки від вуглеводневого скупчення та його складу, а й від хімічного типу пластових вод. Наприклад, тверді, збагачені кальцієм і магнієм води хлор-кальцієвого типу, значно гірше вилуговують з нафти компоненти водорозчиненої органічної речовини, ніж води гідрокарбонатно-натрієвого типу. Тверді води також не містять значної кількості сульфатів не тільки тому, що останні відновилися за участю вуглеводнів, а й тому, що єдино можливою в таких водах є наявність сульфатів кальцію, які з усіх сульфатних солей найменше розчинні у воді.

Це свідчить про складність проблеми гідрогеохімічних ознак нафтогазоносності. Кожному конкретному нафтогазоносному району, навіть окремим водоносним комплексам одного й того ж району притаманні характерні для нього гідрогеохімічні, особливо органогідрогеохімічні, ознаки нафтогазоносності, які можуть виявитися неінформативними в інших районах, але можуть бути використані в районах з подібними геолого-гідрогеологічними умовами.

На відміну від гідрогеохімічних, газогідрогеохімічні ознаки за складом водорозчинених газів і тиском насичення виявилися доволі універсальними. Отримання потрібних даних на сучасному етапі пошуків нафти і газу є не надто складним, а результати – надійними. Газогідрогеохімічні ознаки за умови, наприклад, що $P_{\text{газ}} \cong P_{\text{пл}}$, або $\Gamma \times 10^3 / H \cong 2000$ свідчать про наявність газового покладу, тому можуть бути віднесені до прямих ознак газоносності. Усі інші ознаки є побічними. Максимальна газонасиченість вод встановлена в приконтурних зонах газових родовищ.

Серед водорозчинених газів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину домінують азотно-метанові й метанові. Перші приурочені, головним чином, до мезозойських відкладів. В неогенових превалюють метанові. Газонасиченість вод звичайно не вища $600 \text{ см}^3/\text{л}$, в сарматських відкладах – $1200\text{--}1300 \text{ см}^3/\text{л}$.

Відношення тиску насичення води газом до пластового тиску ($P_g/P_{пл}$) коливається в межах 0,1–0,6, а на контактах з газовими покладами досягає 1,0.

У флішових відкладах Внутрішньої зони прогину переважають метанові гази. В палеоценових і еоценових відкладах його вміст коливається в межах 72–97, важких гомологів – 11–13 об. %.

У менілітових відкладах на глибині понад 4000 м є гази, у складі яких метану 68–75 об.%, важких вуглеводнів 5–6 об.%, азоту 0,5–0,9 об.%, діоксиду вуглецю 19–25 об.%. Такі гази приурочені до хлоридних натрієвих вод з підвищеним вмістом HCO_3 , між вмістом якого і CO_2 є пряма залежність.

Газонасиченість вод змінюється в дуже широких межах – 80–2000 $\text{см}^3/\text{л}$ і більше. Відповідно пружність водорозчинених газів коливається від 0,01 до 1,0 (на контакті з покладами). Від газів Внутрішньої зони практично нічим не відрізняються водорозчинені гази глибоких верств Скибової зони Складчастих Карпат. У верхній частині розрізу тут поширені вуглекислі, азотно-вуглекислі і вуглекисло-азотні гази з невеликою домішкою метану. З глибиною ці гази змінюються на метаново-азотні, азотно-метанові і метанові, часом з суттєвою домішкою важких вуглеводнів.

Кросненська зона характеризується розповсюдженням газів метанового, вуглеводнево-метанового, вуглекисло-азотно-метанового та вуглекислого типів на глибинах до 4867 м (площі Погар, Тухолька, Ломна, Бориня). На площі Гринява відкрито поклад метанового газу на глибині понад 4 000 м.

В цілому у Карпатському регіоні лєвова частка наявних аналізів водорозчинених газів, вказує на їх належність до метанового типу внаслідок того, що випробування проводилися, головним чином, на антиклінальних складках. У Зовнішній зоні і глибоких горизонтах Складчастих Карпат домінують метанові, а у Внутрішній – метанові і вуглеводнево-метанові гази. Азотно-метанові та метаново-азотні гази виявляються, здебільшого, в Складчастих Карпатах, суміжних з Передкарпатським прогином районах

Східноєвропейської платформи. Азотні гази переважають у зоні гіпергенезу в Передкарпатському прогині і в Складчастих Карпатах.

Вуглекислі гази властиві, в основному, південно-західній частині Складчастих Карпат, їх надзвичайно мало в Передкарпатському прогині.

Даних про газонасиченість вод значно менше, ніж результатів визначення їх хімічного складу, головним чином, вивчені газові родовища Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Максимальна газонасиченість підземних вод встановлена в приконтурних зонах газових родовищ, де вона перевищує 2000 см³/л, а відношення $P_g/P_{пл}$ наближається до 1. Газонасиченість вод зростає також зі збільшенням глибини їх залягання, пластового тиску і температури. В цьому ж напрямі азотно-метанові гази змінюються суттєво метановими та вуглеводнево-метановими.

Як прямі ознаки можуть бути використані прояви конденсаційних вод і їх суміші з пластовими.

Ці води, значно меншої порівняно з гідрогеохімічним фоном мінералізації, мають специфічний строкатий іонно-сольовий склад, збагачені у більшості випадків HCO_3 , аж до гідрокарбонатнатрієвого типу за класифікацією В. О. Суліна (гідрокарбонатно-хлоридного натрієвого). В конденсаційних водах наявні мікроелементи, відносний вміст яких часто більший, ніж у солянках фону: J до 13, В до 2, Br до 61, Si до 200, NH_4 до 150 мг/л, фенолів, нелетких з водяною парою більше 1,5 мг/л, летких 10-12 мг/л і більше.

Такі води отримані з надр нафтогазових покладів в усіх нафтогазоносних басейнах України (табл. 5).

Дуже важливою для прогнозування нафтогазоносності надр є гідрогеологічна закритість надр, тобто неможливість потрапляння в надра нафтогазових родовищ вод зони активного водообміну.

**Хімічний склад конденсаційних вод і вод геохімічного фону,
класифікованих за переважаючими компонентами (% екв.) (Колодий,
Колодий, 2005)**

Нафтогазоносний басейн	Родовище	Конденсаційна вода	Пластова вода
Причорноморський	Західно-Октябрське	$M_{0,7} \frac{\text{Cl}60\text{HCO}_3\text{25SO}_4\text{15}}{\text{Na}62\text{Ca}30\text{Mg}8}$	$M_{14} \frac{\text{Cl}95\text{SO}_4\text{3HCO}_3\text{2}}{\text{Na}98\text{Ca}2}$
Там само	Голицинське	$M_{0,5} \frac{\text{HCO}_3\text{45Cl}44\text{SO}_4\text{11}}{\text{Na}74\text{Ca}23\text{Mg}3}$	$M_{15} \frac{\text{Cl}95\text{SO}_4\text{3HCO}_3\text{2}}{\text{Na}98\text{Ca}2}$
Передкарпатський, Зовнішня зона	Хідновицьке	$M_{0,25} \frac{\text{HCO}_3\text{46Cl}29\text{SO}_4\text{25}}{\text{Na}77\text{Ca}20\text{Mg}3}$	$M_{92} \frac{\text{Cl}99}{\text{Na}69\text{Ca}18\text{Mg}13}$
Передкарпатський, Внутрішня зона	Космацьке	$M_{0,24} \frac{\text{HCO}_3\text{47SO}_4\text{33Cl}20}{\text{Na}47\text{Ca}28\text{Mg}25}$	$M_{245} \frac{\text{Cl}100}{\text{Na}88\text{Ca}16\text{Mg}6}$
Дніпровсько–Донецький	Перещепинське	$M_{1,1} \frac{\text{Cl}94\text{SO}_4\text{6}}{\text{Na}64\text{Ca}18\text{Mg}18}$	$M_{173} \frac{\text{Cl}100}{\text{Na}76\text{Ca}16\text{Mg}6}$

Ця характеристика є актуальною для родовищ і покладів, розташованих в інфільтраційних природних водонапірних системах. Звичайно гідрогеологічну закритість визначають за гідрогеохімічними показниками – вмістом Br, Cl/Br, Br/H.

Серед гідрогеохімічних ознак характер прямої, крім водорозчинених газів (висока газонасиченість вод, високий вміст вуглеводнів в газах (для нафти), і гідрогеохімічні аномалії, підвищені щодо фону вмісти бензолу, фенолів, також є наявність в надрах конденсаційних вод (Колодий, 1975) або їх сумішей з пластовими, що впливає з їх генетичного зв'язку з газовими скупченнями.

Значення різноманітних гідрогеохімічних ознак нафтогазоносності наведено в таблиці 6.

**Гідрогеохімічні ознаки газонафтоносності локальних структур
Передкарпатського ВНБ (за матеріалами В. В. Колодія, О. Д. Штогрин, В.
М. Щепака, Л. П. Швая, М. І. Спринського та ін.)**

Гідрогеохімічні	Загальна мінералізація і макро-компоненти	Передкарпатський прогин			
		$P_1 - P_2$	Високомінералізовані (солянки), (150–300 г/л) Хлоркальцієвого типу з $rNa/rCl=0,7-0,85$	P_3	Води строкастого складу ГКН і ХК типів з $M = 50-210$ г/л. $rNa/rCl=0,9-1,15$
	Особливості підземних вод	Прісні та солонуваті води строкастого складу головним чином ГКН типу, збагачені мікроелементами, леткими фенолами (конденсаційні і солюційні). $M=0.7-1.0$ г/л; Склад $HCO_3-SO_4-Na-Ca$. Опріснені відносно фону законтурні і підошовві води покладу.			
	Мікроелементи і мікро-компоненти	$P_1 - P_2$	$NH_4 \cdot 10^2/M > 0,1$; $Sr \cdot 10^3/M > 5$; $SiO_2 \cdot 10^3/M < 0,4$; $B \cdot 10^3/M > 0,35$;	P_3	$SiO_2 \cdot 10^3/M < 0,4$; $NH_4 \cdot 10^3/M > 0,1$; $B \cdot 10^3/M > 0,1$;
		Зовнішня зона: $Li \cdot 10^3/M > 0,11$; $Rb \cdot 10^3/M > 0,008$; $Sr \cdot 10^3/M > 1,2$; $Cs \cdot 10^3/M > 0,005$. Внутрішня зона: $Li \cdot 10^3/M > 0,16$; $Sr \cdot 10^3/M > 5,2$; $Cs \cdot 10^3/M > 0,02$.*			
	Водорозчинені органічні речовини	$P_1 - P_2$	Феноли леткі > 2 мг/л; бензол – жирні кислоти –	P_3	Феноли леткі $> 2,0$ мг/л; бензол – жирні кислоти –
	Водорозчинені гази	$P_1 - P_2$	Вуглеводневий склад газів $P_{газ}/P_{пл} \geq 0,75$ $BB/CH_4 > 10$	P_3	Вуглеводневий склад іноді вуглекисло-вуглеводневий $P_{газ}/P_{пл} \geq 0,6$ $BB \cdot 100/CH_4 > 10$

*Концентрації розсіяних лужних елементів і Sr можуть застосовуватися тільки як додаткові показники продуктивності структур.

- Бабинец, А. Е. (1961). Подземные воды юго-запада Русской платформы. В *Распределение и условия формирования*. Киев: Издательство АН УССР.
- Бабинец, А. Е., & Мальская, Р. В. (1975). *Геохимия минерализованных вод Предкарпатья*. Киев: Наукова думка.
- Брусиловский, А. И. (2002). *Фазовые превращения при разработке месторождений нефти и газа*. Москва: Грааль.
- Ванюшин, В. А., Завьялова, Л. М., Коробейник, Г. С. и др. (1984). *Отбор проб и анализ природных газов нефтегазоносных бассейнов*. Москва: Недра.
- Гарасимчук, В. Ю., Колодій, В. В., Кулинич, О. В. (2004). Генеза висококонцентрованих солянок піднасувних відкладів південно-східної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4, 105–119.
- Гарасимчук, В., & Лук'янчук, Д. (2010). Гідрогеологічні аспекти газоносності верхньобаденських відкладів зовнішньої зони Передкарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 125–140.
- Гурари, Ф. Г., Зилин, Ю. Г., & Карагодин, Ю. Н. (1972). Термодинамические факторы дифференциального размещения нефтяных и газовых залежей Сибири. *Доклады АН СССР*, 203(2), 453–455.
- Гуревич, Г. Р., & Брусиловский, А. И. (1984). *Справочное пособие по расчету фазового состояния и свойств газоконденсатных смесей*. Москва: Недра.
- Доленко, Г. Н. (1990). *Геология и геохимия нефти и газа*. Киев: Наукова думка.
- Доленко, Г. Н., & Милославская, В. П. (1982). О микроэлементах в подземных водах нефтегазоносных провинций Украины (на примере Предкарпатья и Крыма). В *Гидрогеология нефтегазоносных провинций* (с. 112–120). Киев: Наукова думка.
- Іванюта, М. М. (Ред.). (1998). *Атлас родовищ нафти і газу України* (Т. 1–6). Львів: Центр Європи.

- Калашников, О. В. (2003). Моделирование фазового поведения углеводородов: выбор уравнения состояния. *Экотехнологии и ресурсосбережение*, 1, 22–30.
- Карцев, А. А. (1972). *Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений*. Москва: Недра.
- Ковальчук, Н. Р., & Филяс, Ю. И. (1973). Прогнозная оценка физических параметров пластовых нефтей на глубинах 4000–7000 м в Предкарпатском регионе. В *Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР* (с. 74–79). Львов.
- Колодий, В. В. (1975). *Подземные конденсационные и солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений*. Киев: Наукова думка.
- Колодий, В. В. (1979). Геотермобарические условия и нефтегазоносность водонапорных бассейнов. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 2(52), 3–8.
- Колодій, В. В., Бойко, Г. Ю., Бойчевська, Л. Т., Братусь, М. Д., Величко, Н. З., Гарасимчук, В. Ю., Гнилко, О. М., Даниш, В. В., Дудок, І. В., Зубко, О. С., Калюжний, В. А., Ковалишин, З. І., Колтун, Ю. В., Копач, І. П., Крупський, Ю. З., Осадчий, В. Г., Куровець, І. М., Лизун, С. О., Наумко, І. М., . . . Щерба, О. С. (2004). *Карпатська нафтогазоносна провінція*. Львів; Київ: Український видавничий центр.
- Колодий, В. В., & Колодий, И. В. (2005). Гидрогеологические свидетельства миграции нефти и газа и формирование их залежей. В *Фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии: материалы Международной конференции, посвященной 80-летию А. А. Карцева* (с. 100–104). Москва: ГЕОС.
- Колодій, В. В., Колодій, І. В., & Маєвський, Б. Й. (2009). *Нафтогазова гідрогеологія*. Івано-Франківськ: Факел.

- Колодій, В. В. & Медвідь, Г. Б. (2008). Гідрогеохімічні особливості Летнянського газоконденсатного родовища (Українське Передкарпаття). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3(144), 88–97.
- Колодій, В., Медвідь, Г., Спринський, М., Гарасимчук, В., Паньків, Р., Величко, Н., & Добущак, М. (2007). Гідрогеологія нафтових і газових родовищ Карпатської нафтогазоносною провінції. Частина 2. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 65–84.
- Крупський, Ю. З. (2001). *Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського і Волино-Подільського району України*. Київ: УкрДГРІ.
- Крупський, Ю. З., Куровець, І. М., Сеньковський, Ю. М., Михайлов, В. А., Чепіль, П. М., Дригант, Д. М., Шлапінський, В. Є., Колтун, Ю. В., Чепіль, В. П., Куровець, С. С., & Бодлак, В. П. (2014). *Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон*. Київ: Ніка-Центр.
- Кузовенко, В. В., Жигунова, З. Ф., & Петров, В. Г. (1977). *Отчет о результатах групповой комплексной геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на площади Климец Львовской и Закарпатской областей УССР в 1973–1976 гг.* Трест «Львовнефтегазразведка». Львов.
- Кузовенко, В. В., Шлапінський, В. Є., & Гаращук, А. В. (1998). *Вивчення геолого-геофізичних матеріалів по південно-східній частині внутрішніх флішових покривів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів перспективних на нафту і газ (1995–1998 рр.)* [Звіт] (Т. 1). Львів.
- Кутас, Р. И., & Гордиенко, В. В. (1971). *Тепловое поле Украины*. Киев: Наукова думка.
- Кутателадзе, С. С. (1986). *Анализ подобия и физическое моделирование*. Новосибирск: Наука.
- Лапшин, В. И., Волков, А. Н., & Константинов, А. А. (2014). Фазовые превращения углеводородных нефтегазоконденсатных систем. *Вестник газовой науки*, 2(18), 120–128.

- Новосилецкий, Р. М. (1975). *Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины*. Москва: Недра.
- Новосилецкий, Р. М., & Полутранко, А. Ю. (1991). Геотермический режим и нефтегазоносность недр Украины. В *Геотермические модели геологических структур* (с. 142–152). Санкт-Петербург.
- Орешкин, И. В., Постнова, Е. В., & Пятаев, А. А. (2013). Обоснование критериев прогноза фазового состояния пластовых углеводородных смесей. *Теоретические основы и технологии поисков и разведки нефти и газа*, 4, 29–33.
- Осадчий, В. Г., Лурье, А. И., & Ерофеев, В. Ф. (1976). *Геотермические критерии нефтегазоносности недр*. Киев: Наукова думка.
- Рассел, У. А. (1958). *Основы нефтяной геологии* (Ф. Г. Епифанова, Пер.). Ленинград: Гостоптехиздат.
- Савчак, О. З. (2015). Геодинамічні аспекти розташування родовищ нафти і газу нафтогазоносних провінцій України. У *Геологія горючих копалин: матеріали Міжнародної наукової конференції* (Київ, 2–4 вересня 2015 р.) (с. 96–98). Київ.
- Савчак, О. З. (2017). Геохімічні аспекти процесів нафтогазонагромадження нафтогазоносних регіонів України. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(170–171), 154–156.
- Спринський, М. І. (1999). *Літій, рубідій, цезій і стронцій у підземних водах Карпатської нафтогазоносної провінції* [Автореф. дис. канд. геол. наук]. Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України. Львів.
- Томкина, А. В. (1981). Взаимосвязь пластовых давлений и геотемператур на больших глубинах. В *Термобарические условия и геологоразведочные работы в сверхглубоких депрессиях* (с. 33–37). Москва: Недра.
- Шлапинский, В. Е. (1989). Геохимические аномалии Складчатых Карпат и их связь с нефтегазоносностью. В *Проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых Запада Украинской ССР* (с. 77–78). Львов.

- Шлапинский, В. Е. (2003). Прямые и косвенные признаки нефтегазоносности Украинских Карпат как новые критерии её оценки. В *Новые идеи в науках о Земле: VI Международная конференция* (Т. 1, с. 277). Москва.
- Шлапінський, В. (2012а). Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник*, 30, 48–68.
- Шлапінський, В. Є. (2015а). *Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності* [Автореф. дис. канд. геол. наук]. Львів.
- Шлапінський, В. Є. (2015b). Комплексна оцінка перспектив нафтогазоносності передової частини Складчастих Українських Карпат. У *Геологія горючих копалин: досягнення і перспективи: Міжнародна наукова конференція* (Київ, 2–4 вересня 2015 р.) (с. 248–251). Київ.
- Шлапінський, В. Є. (2017). Перспективи нафтогазоносності ділянки Верховина–Яблуниця. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2(170–171), 187–188.
- Щепак, В. М. (1965). *Гидрогеологические условия Внешней зоны Передкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. Киев.
- Щепак, В. М., & Мигович, В. И. (1967). Стронций в подземных водах Предкарпатского прогиба и его нефтегазопоисковое значение. *Советская геология*, 2, 1397–1404.
- Щепак, В. М., & Мигович, В. І. (1971). Гідрогеологічні показники нафтогазоносності локальних структур Передкарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 28, 86–90.
- Lyubchak, O. V., Kolodiy, I. V., & Khokha, Y. V. (2017). Thermobaric conditions of oil and gas contents and predicting of hydrocarbon phase state (on the example of the Bilche-Volytsa oil-and gas-bearing area). *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія»*, 46, 15–22. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2017-46-02>

5. ЗОНИ АКУМУЛЯЦІЇ ВУГЛЕВОДНІВ У НЕДОСТАТНЬО ВИВЧЕНИХ НАФТОГАЗОНОСНИХ КОМПЛЕКСАХ

5.1. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ

5.1.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення

У геологічній будові Волино-Подільської нафтогазоносної області, окрім кристалічного фундаменту, бере участь потужний комплекс різновікових теригенних, хемогенних і вулканогенних порід чохла. Їхній речовинний склад і стратиграфічне розчленування вивчали упродовж багатьох десятиліть кількома поколіннями геологів різних спеціальностей – палеонтологів, стратиграфів, літологів, петрографів та ін. Сучасні уявлення як результат цих досліджень базуються, в основному, на найбільш обґрунтованих, на нашу думку, матеріалах, опублікованих у роботах І. Б. Вишнякова, Д. М. Дриганта, Ю. З. Крупського, А. С. Андреевої-Григорович, А. Д. Грузман, П. Ю. Лозиняка, Л. Д. Пономарьової, А. В. Іваніни та ін.

Стратиграфічне розчленування чохла і короткий опис його речовинного складу наводимо у найбільш стислому, але достатньо інформативному вигляді – у вигляді стратиграфічної колонки (рис. 19).

Розповсюдження цих стратонів і розташування свердловин, що їх розкрили, представлені на рисунках 20-23 для верхньопротерозойських порід, відкладів кембрію, ордовику, силуру та девону. Природно, ці свердловини при бурінні пройшли і кам'яновугільну товщу, мезозойські та кайнозойські комплекси.

Свердловини розташовані нерівномірно і порівняно, до прикладу, з Передкарпаттям, їх значно менше, хоча за площею Волино-Поділля більш ніж вдвічі перевищує решту території Західного регіону України.

ГРУПА	СИСТЕМА	ВІДДІЛ	ЯРУС	ВІК (млн років)	РЕЧОВИННИЙ СКЛАД СТРАТОНІВ
КАЙНОЗОЙСЬКА	НЕОГЕНОВА	МІОЦЕН	сармат		<i>Волинські верстви.</i> Глини сірі вапнисті, зрідка туфи, бентоніти, на сході збільшується піщанистість розрізу, з'являються прошарки мергелів та оолітових вапняків. До 65 м.
			баденій	12.7	<i>Бугловські верстви.</i> Піски. <i>Тернопільські верстви.</i> Вапняки. 5–8 м. <i>Капізервальські верстви.</i> Кварцово-глауконітові піски та пісковики. До 30 м. <i>Вижгородські верстви.</i> Піски. <i>Підгірські верстви.</i> Кварцово-глауконітові піски.
			карпатий	15.97	<i>Розточинські верстви.</i> Піски. До 1,5 м. <i>Нарайівські верстви.</i> Вапняки. <i>Миколайівські верстви.</i> Піски. <i>Зіссенські верстви.</i> Косоверстуваті піски. 30–40 м. <i>Баранівські верстви.</i> Літотамністі вапняки, глауконітові піски. <i>Кривчицькі (свіжіські) верстви.</i> Вапняки, вапнисті пісковики. До 0,15 м.
	ПАЛЕОГЕНОВА			23.03	<i>Бережанські верстви.</i> Вапняки, мергелі, піщанисті глини. До 4,5 м. <i>Нагорянські верстви.</i> Піщано-глинисті вапняки, кварцово-глауконітові пісковики. До 2 м.
МЕЗОЗОЙСЬКА	КРЕЙДОВА	ВЕРХНІЙ	маастріхт	65.5	<i>Львівська світа.</i> Мергелі, вапняки, опоки, гези, спонголіти. Породи часто сильно піщанисті. До 350 м. <i>Берегинська світа.</i>
			кампан	70.6	<i>Журавненська світа.</i> <i>Верхня підсвіта:</i> Піски, пісковики залізністі, кременісті з черепашковим детритом та конкреціями лімоніту. До 100 м. <i>Нижня підсвіта:</i> Крейда біла, кремова, вапняки пелітоморфні. До 100 м.
			сантон	83.5	<i>Нижня підсвіта:</i> Пісковики різнозерністі. До 300 м.
			коньяк	65.8	
			турон	89.3	<i>Здолбунівська світа.</i> Крейда біла, кремова пориста з конкреціями кременю. До 110 м.
			сенон	93.5	Вапняки світло-сірі, кремові з глауконітом. До 20 м.
			альб	99.6	<i>Немирівська світа.</i> Темно-сірі піщанисті органогенно-детритові вапняки. До 28 м.
			берг	112.0	<i>Незвиська світа.</i> Піски, пісковики. До 20 м.
			свєт	125.0	
			свєт	130.0	<i>Стачанська світа.</i> Вигуг глини, вверху вапняки і мергелі. На південному сході - мергелі доломітово-вапнисті, перешарування алевролітів, аргілітів, пісковиків. 0 - 150 м.
			свєт	136.4	
			свєт	140.2	<i>Нижньовисська світа.</i> Вапняки, в підшві брекчія вапняків, доломітів. До 400 м.
			свєт	145.5	
			свєт	150.8	<i>Равно-руська світа.</i> Доломітизовані вапняки, доломіти з ангідритами. 20–250 м.
			свєт	155.0	<i>Сокальська світа.</i> Строкати глини, аргіліти, пісковики, алевроліти з прошарками гіпсу, ангідригу. В нижній частині - вапняки, глини, алевроліти. До 170 м.
ЮРСЬКА	ВЕРХНІЙ	ВЕРХНІЙ	о	161.2	<i>Яворівська світа.</i> Пісковики, гравеліти, конгломерати, алевроліти, вапняки з залізними оолітами. 20–110 м.
			к	164.7	
			бт	167.7	
			б	171.6	
			а	175.6	
			т	183.0	
			р	189.6	
			с	196.5	
ЮРСЬКА	СЕРЕДНІЙ	СЕРЕДНІЙ	б	199.6	
			с		

Рис. 19. Стратиграфічна колонка Волино-Поділля

При складанні схеми використані матеріали І. Б. Вишнякова, Д. М. Дриганта, Ю. З. Крупського, А. С. Андреевої-Григорович, А. Д. Грузман, П. Ю. Лозиняка, Л. Д. Пономарьової, А. В. Іваніни та ін. з доповненнями згідно з рекомендаціями Національного стратиграфічного комітету України

ГРУПА	СИСТЕМА	ВІДДІЛ	ЯРУС	ВІК (млн років)	РЕЧОВИННИЙ СКЛАД СТРАТОНІВ
ПАЛЕОЗОЙСЬКА	КАМ'ЯНОВУГІЛЬНА	СЕРЕДНІЙ	башкирський	199.6	<i>Кречівська світа</i> . Алевроліти, аргіліти та пісковики з прошарками та лінзами вугілля, в підшві часто - шар вапняку. До 100 м.
					<i>Паромівська світа</i> . Пісковики з прошарками алевролітів, рідше - аргілітів, іноді - вапняків та вугілля. До 80 м.
					<i>Морозовицька світа</i> . Аргіліти, алевроліти, пісковики з прошарками вапняків і вугілля. 80 м.
		НИЖНІЙ	серпуховський	318.1	<i>Бужанська світа</i> . Пісковики часто рясно слоюисті - "сріблясті", алевроліти, аргіліти з прошарками вугілля, рідше - сидеритових вапняків; скопчення тонких черепашок, прісноводних пелечипод, обуглених рослинних решток. До 270 м.
					<i>Линицька світа</i> . Аргіліти, алевроліти, пісковики з прошарками вугілля, рідше вапняків (у підшві). Фауна з перевагою пелечипод, рослинні рештки. До 165 м.
					<i>Іваницька світа</i> . Алевроліти, рідше - з прошарками вапняків (v5, v6), пісковиків та вугілля, фауна з перевагою пелечипод, рослинні рештки. До 180 м.
					<i>Порицька світа</i> . Аргіліти, рідше - алевроліти з прошарками вапняків і місцями пісковиків, іноді - вугілля; брахіоподи, пелечиподи і ін., рослинні рештки. До 200 м.
			візейський	326.4	<i>Устидульська світа</i> . Вапняки гігантопродуктові, часто вгорі глинисті; брахіоподи, корали, форамініфери. До 70 м.
					<i>Володимирівська світа</i> . Вапняки, аргіліти, з прошарками алевролітів і лінзовидними пачками пісковиків, іноді - лінзи вугілля; переважно брахіоподи. До 90 м.
					<i>Нестерівська світа</i> . Аргіліти, мергелі, глинисті вапняки, брахіоподові. До 50 м.
					<i>Виницька світа</i> . Коралово-брахіоподові вапняки глинисті, комковаті, рідше - аргіліти. До 75 м.
					<i>Озеськівська світа</i> . Вапняки окременілі (губкові) з прошарками (в підшві) аргілітів, гравелітів. До 70 м.
					<i>Куличківська світа</i> . Пісковики, алевроліти, сухарні глини, аргіліти. До 30 м.
				345.3	<i>Дарівська світа</i> . Вапняки кристалічні, прошарки аргілітів, рідше - алевролітів. До 26 м.
			турнейський	359.2	

Продовження рисунку 19.

ГРУПА	СИСТЕМА	ВІДДІЛ	ЯРУС	ВІК (млн років)	РЕЧОВИННИЙ СКЛАД СТРАТОНІВ	
ПАЛЕОЗОЙСЬКА	ДЕВОНСЬКА	ВЕРХНІЙ	фаменський	359.2	НОВОВОЛИНСЬКА СЕРІЯ	<p><i>Володимир-Волинська світа.</i> Перешарування червоноколірих конгломератів, пісковиків, алевролітів, аргілітів, рідше вапняків. 90–200 м.</p> <p><i>Західнобузька світа.</i> Строкати аргіліти, вапняки загіпсовані, доломіти. До 142 м.</p> <p><i>Туминська світа.</i> Пісковики, конгломерати, вапняки, мергелі, доломіти у безсистемному відношенні, частіше строкатоколірні. До 420 м.</p>
				374.5	ЧЕРНОГОРІДСЬКА СЕРІЯ	<p><i>Сидовська світа.</i> Вапняки грудкуваті з великою кількістю фауни брахіопод, у верхній частині іноді строкати, піскуваті, з прошарками пісковиків і алевролітів. 100–220 м.</p> <p><i>Ратська світа.</i> Вапняки масивні, кринокристалічні, місцями біогермні, у верхній частині іноді прошарки доломітових мергелів, гіпсів, дрібногалькових конгломератів. 35–125 м.</p> <p><i>Мизятинська світа.</i> Вапняки органогенно-детритові, глинисті, різною мірою доломітизовані. 20–100 м.</p> <p><i>Золочівська світа.</i> Доломіти вторинні, скременілі, кавернозні. 110–220 м.</p> <p><i>Ремезівська світа.</i> Вапняки органогенно-детритові, різною мірою глинисті, скременілі і доломітизовані, вторинні кавернозні доломіти. 52–63 м.</p>
			франський	385.3	ЗАХІДНОКОЛИНСЬКА СЕРІЯ	<p><i>Волчковецька світа.</i> Вапняки дрібнозернисті, доломітизовані, з пачкою аргілітів у верхній частині. 20–23 м.</p> <p><i>Івачівська світа.</i> Перешарування доломітів, мергелів і аргілітів. 23–34 м.</p> <p><i>Підберезівська світа.</i> Перешарування доломітизованих вапняків, мергелів, доломітів і аргілітів з включенням гіпсів і ангідритів. 17–45 м.</p>
				391.8	Долушанська світа	<p><i>Батятицька світа.</i> Перешарування доломітизованих вапняків, доломітів, аргілітів, місцями з включеннями гіпсів, ангідритів і прошарками пісковиків. 23–39 м.</p> <p><i>Ясенівська світа.</i> Доломіти кавернозні вторинні і первинні, бітумінозні, з включенням гіпсів. 18–38 м.</p> <p><i>Крижівська світа.</i> Перешарування доломітів, аргілітів, алевролітів, пісковиків. 24–30 м.</p>
		НИЖНІЙ	живецький	397.5		<p><i>Світязька світа.</i> Вапняки доломітизовані, вторинні кавернозні доломіти, у верхній частині з прошарками аргілітів. 22–29 м.</p> <p><i>Почаївська світа.</i> Аргіліти, алевроліти з поодинокими прошарками вапняків. 25–29 м.</p>
			ейфельський	407.0		<p><i>Підлипецька підсвіта.</i> Перешарування доломітоангідритів, аргілітів, пісковиків з перевагою у верхній частині хемогенних порід, а в нижній – теригенних. 34–49 м.</p> <p><i>Даниївська (Великомостівська) підсвіта.</i> Доломіти, ангідрити, гіпси з прошарками аргілітів. До 62 м.</p>
			емський	411.2		<p><i>Дністерська серія.</i> “Олдред”: пісковики плитчасті, лігзовидні, алевроліти і рідше аргіліти. Порооди в цілому червоноколірні, зрідка світло-сірі або зеленуваті, некарбонатні з рештками риб, а вгорі – рослини. До 1000 м.</p>
			празький	416.0		<p><i>Іванівська світа.</i> Аргіліти, алевроліти з прошарками вапняків, місцями буроваті.</p> <p><i>Іквинська світа.</i> Пісковики, алевроліти та аргіліти в більшості червоноколірні. До 300 м і більше.</p>
			лохківський			<p><i>Чортківська світа.</i> Аргіліти з прошарками алевролітів та вапняків, зрідка алевролітів.</p> <p><i>Стирська світа.</i> Аргіліти, алевроліти та пісковики темно- та зеленувато-сірі, з прошарками вапняків.</p> <p><i>Тайнинська світа</i> {<i>Вологинська світа.</i> Вапняки кринокристалічні і глинисті, комкуваті, іноді органогенні, часто доломітизовані.</p>

Продовження рисунку 19.

ПАЛЕОЗОЙСЬКА					РЕЧОВИННИЙ СКЛАД СТРАТОНІВ
ГРУПА	СИСТЕМА	ВІДДІЛ	ЯРУС	ВІК (МЛН РОКІВ)	
ПАЛЕОЗОЙСЬКА	СИЛУРІСЬКА	ВЕРХНІЙ	піджидольський	416.0	<i>Скальський горизонт</i> . Вапняки глинисті, комкуваті, з прошарками мергелів, аргілітів, туфів; на сході в нижній половині з'являються біогермні вапнякові споруди (палеорифи) і супроводжуючі їх лагунні доломіти, іноді з ангідритами. До 380 м.
			пудловський	418.7	<i>Малиновецький горизонт</i> . Мергелі, глинисті вапняки з прошарками туфів, місцями в розрізі з'являються органігенні рифоподібні утворення. До 250 м.
		НИЖНІЙ	вендокський	422.9	<i>Басовицький горизонт</i> . Глинисті вапняки з прошарками аргілітів, мергелів, домеритів, доломітів. На сході з'являються палеорифові біогермні споруди, що межують з доломітами, рідше ангідритами лагунного походження. До 70 м.
			ландоверський	428.2	<i>Кишайгородський горизонт</i> . Вапняки глинисті комкуваті і мергелі з прошарками аргілітів, особливо у нижній частині розрізу. До 120 м.
	ОРДОВИЦЬКА	ВЕРХНІЙ	ангілський	443.7	<div>Судницька світа. Вапняки.</div> <div>Горайська світа. Вапняки.</div> <div>Пісковики.</div>
		СЕРЕДНІЙ	карадокський	460.9	
		НИЖНІЙ	аланівський	471.8	
			тремаловський	488.3	
	КЕМБРІСЬКА	ВЕРХНІЙ	СЕРЕДНІЙ	513.0	<i>Бережківська серія (сугівецька, світязька, любомльська, домініпольська світи).</i> Пісковики масивні кварцові з прошарками і пачками аргілітів з алевролітами, що розділяють піщані горизонти. До 700 м.
		НИЖНІЙ		<i>Балтійська серія.</i> <i>Стохідська світа</i> . Аргіліти, алевроліти з тонкими прошарками пісковиків. До 260 м. <i>Рівненські шари</i> . Пісковики глауконіт-кварцові з прошарками аргілітів і алевролітів. До 30 м.
ВЕРХНІЙ ПРОТЕРОЗОЙ	ЕДАКАРІЙ (ВЕНД)	ВЕРХНІЙ		542.0	<i>Канилівська серія</i> . Тонке чергування пісковиків, алевролітів і аргілітів при домінуванні останніх, в підшві - пачка пісковиків. До 150 м.
					<i>Могилів-подільська серія.</i> <i>Колківська світа</i> \geq <i>Насорянська світа</i> . Аргіліти сірі, світло-бурі, часто бітумінозні, з фосфоритами, в нижній частині - пачки пісковиків, алевролітів, рідше - гравелітів. <i>Розницька світа</i> \geq <i>Яришівська світа</i> . Аргіліти і алевроліти, часто строкаті з прошарками вулканоміктових порід, в нижній частині - пісковики гравелітисті. <i>Чарторийська світа</i> \geq <i>Могилівська світа</i> . Аргіліти, алевроліти, в підшві-вулканоміктові пісковики. Серія до 220 м.
		НИЖНІЙ			<i>Волинська серія.</i> <i>Берестовецька світа</i> . Туфи, туфіти, туфобрекчії, туфоаргіліти, туфонісковики, базальти мегдалекам'яні, рідше - андезити, лавобрекчії. До 450 м. \geq <i>Грушківська світа</i> <i>Горбачівська світа</i> . Пісковики аркозові різнозернисті до гравійних з домішками пірокластики. До 50 м.
			КРЮГЕНІЙ		630.0
	ТОНІЙ (РИФЕЙ)			850.0	<i>Поліська серія.</i> <i>Жобринська світа</i> . Пісковики цегляно-червоноколірні, дрібнозернисті, алевроліти з прошарками аргілітів, в підшві - тонке чергування аргілітів, алевролітів та пісковиків на двох рівнях - інтрузивні (?) шарові тіла габро-долеритів. До 500 м. <i>Поліська світа</i> . Аргіліти масивні та листуваті шоколадного, червоного і потюпового відтінків з прошарками пісковиків і алевролітів строкатих, шар (інтрузія?) габро-долеритів, породи підвищеної радіоактивності. До 110 м. <i>Ромейківська світа</i> . Пісковики дрібнозернисті, аргіліти масивні і листуваті та алевроліти бурувато-коричневі та цегляно-рожеві, в основі - кора вивітрювання. До 400 м.
		АРХЕЙ-СЕРЕДНІЙ ПРОТЕРОЗОЙ		1000	Гнейси, гранітогнейси, граніти та інші метаморфічні та вивержені породи.

Продовження рисунку 19.

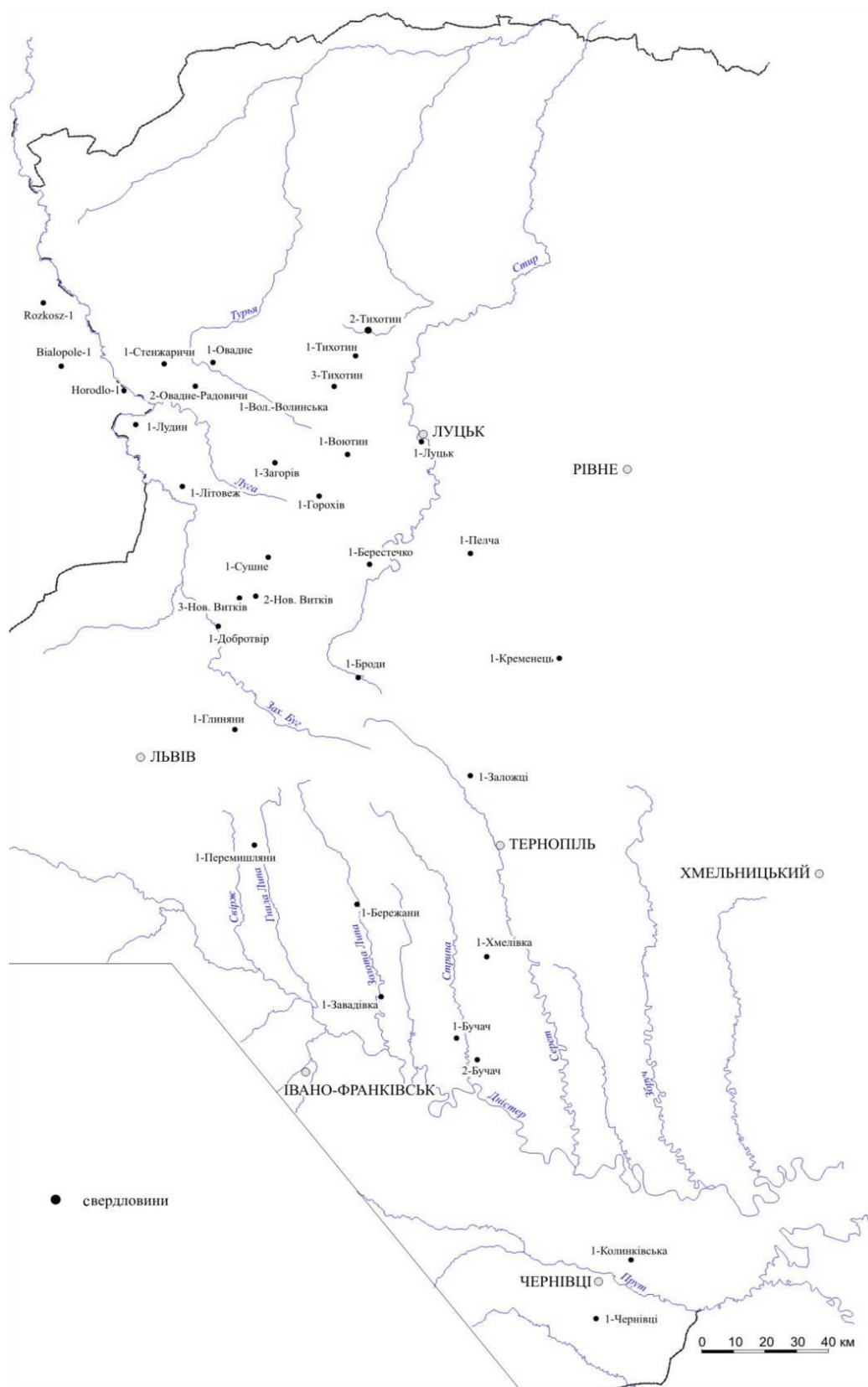
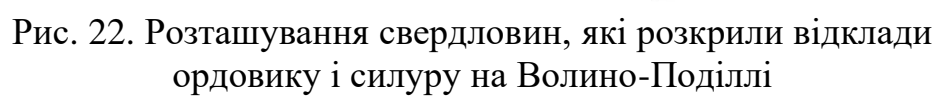


Рис. 20. Розташування свердловин, які розкрили відклади верхнього протерозою на Волино-Поділлі



Рис. 21. Розташування свердловин, які розкрили відклади кембрію на Волино-Поділлі



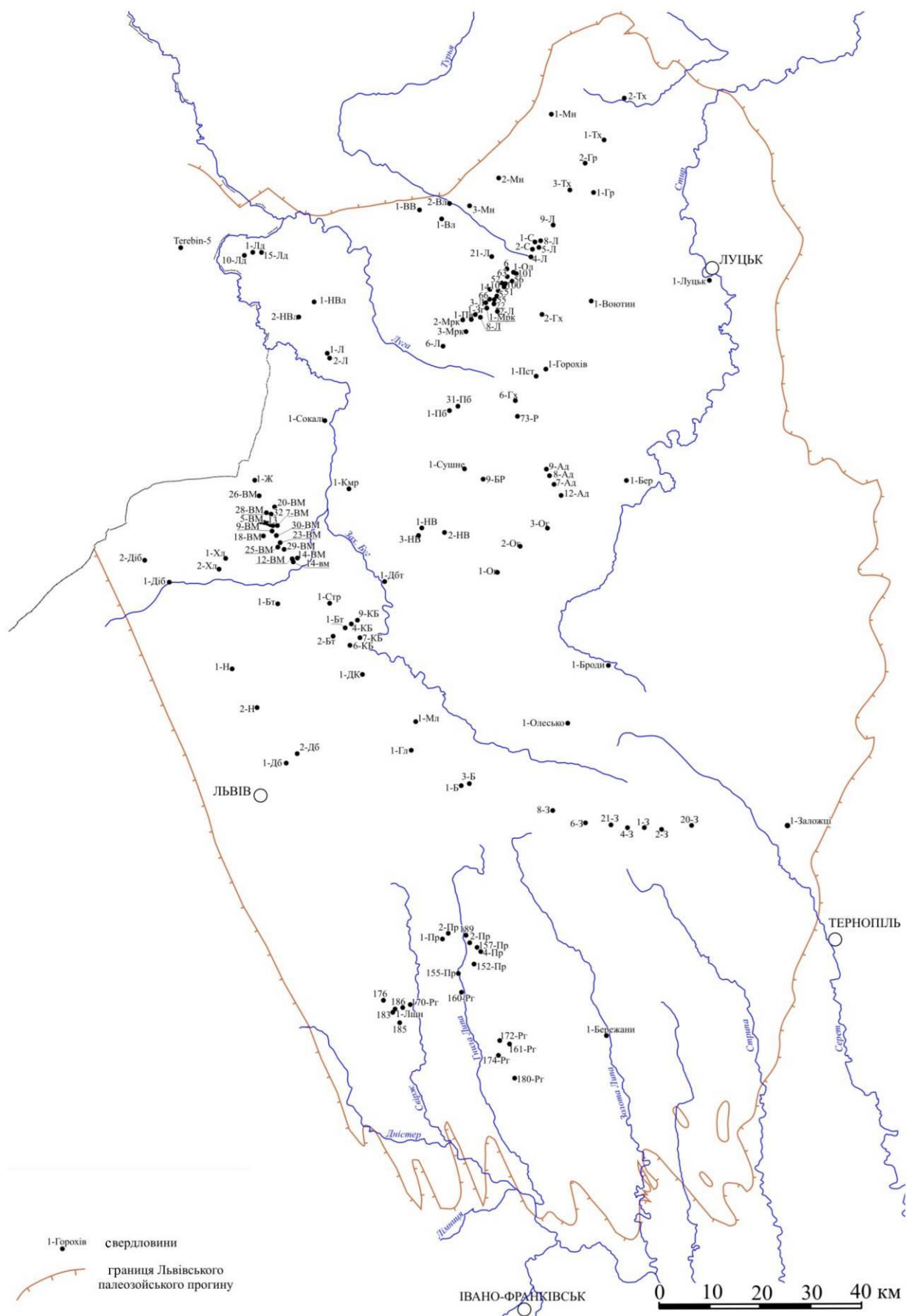


Рис. 23. Розташування свердловин, які розкрили девонські відклади на Волино-Поділлі

Складність і своєрідність будови регіону значною мірою зумовлені розташуванням у зоні зчленування таких геоструктурних елементів першого порядку, як древня платформа і поліциклічний Середземноморський геосинклінальний пояс, а послідовність формування – довгою і різнобічною взаємодією з регіонами облямування на різних стадіях їхнього розвитку: активної геосинкліналі, орогенній і молодій платформі протягом декількох тектонічних етапів. На кожному з цих етапів на території заходу України утворювалися структури, характерні тільки для цього етапу і несхожі з іншими. Завершальний результат еволюції регіону так, як ми його бачимо на підставі результатів синтезу наявних геолого-геофізичних даних не тільки по заходу України, а й по сусідніх територіях, наведено в графічному вигляді – схеми тектонічного районування (рис. 24) і розрізів (рис. 25).

Зміна геодинамічного режиму на всіх рівнях – від глобального до регіонального – вплинула на зміну нафтогазоперспективних об'єктів, їхньої генетичної суті, просторових параметрів і всіх інших характеристик.

Періоди утворення і руйнації суперматериків, переміщення їхніх фрагментів в інші кліматичні умови, евстатичні коливання рівня моря і більш кардинальні події, які проявилися в різні тектонічні епохи фаз складчастості (байкальська, сардська, таконська, арденська, судетська, уральська), добре корелюються у просторі і часі з періодами утворення нафтогазоперспективних об'єктів: рифейського (рис. 26), верхньовендського (рис. 27), кембрійського як у вигляді традиційних (антиклінальних) пасток (рис. 28), так і у вигляді зон виклинювання піщаних горизонтів під підшву силурійського комплексу (рис. 29), силурійського як у вигляді рифових структур (рис. 30, 31), так і так званого “сланцевого” газу (рис. 32), середньодевонського (рис. 33), кам'яновугільного (рис. 34).

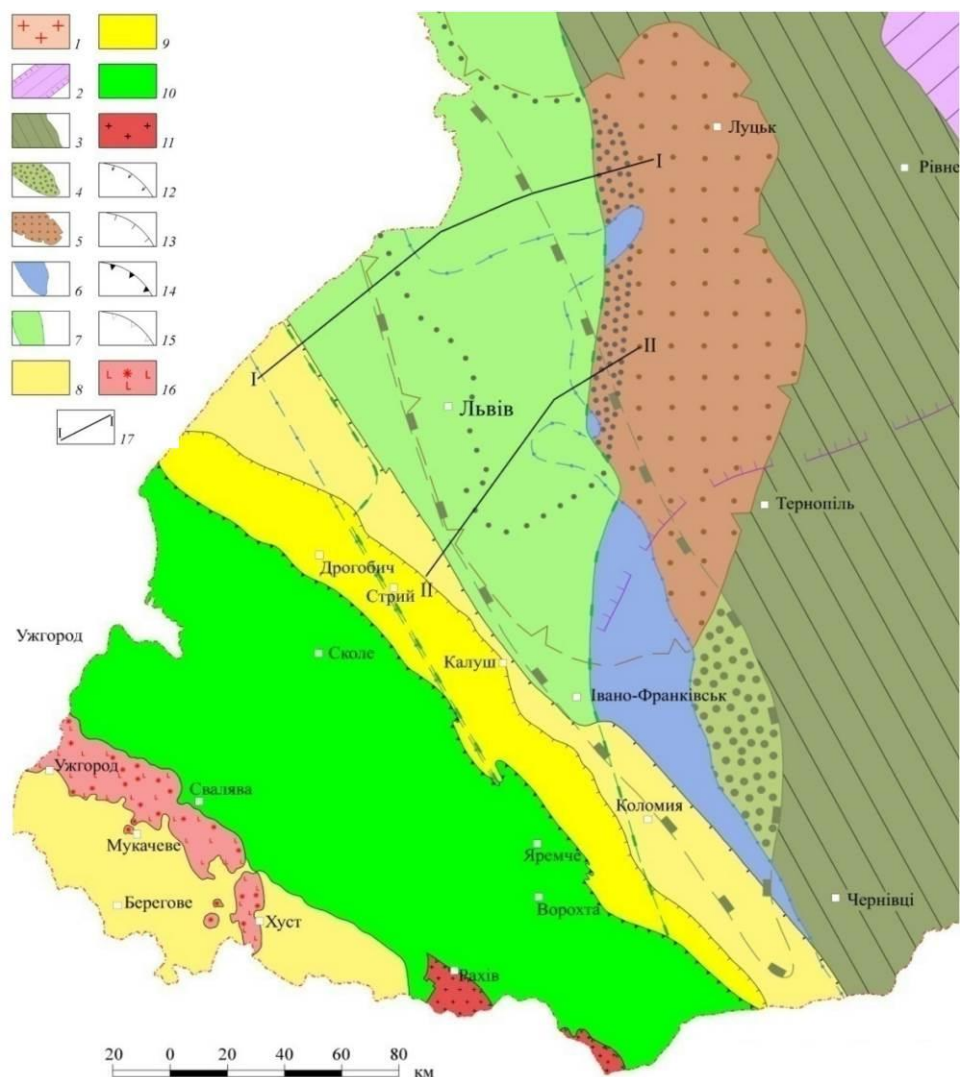


Рис. 24. Основні структурні елементи Західного регіону України

1 - Український щит; 2 - байкальський Волино-Оршанський поперечний прогин (R_3); 3-4 - каледонська крайова система: 3 - перикратонний прогин (Волино-Подільська ділянка Балтійсько-Чорноморського перикратону) ($V-D_1^1$). 4 - крайовий прогин (Боянецький) (D_1^{2-3}); 5 - Львівсько-Люблінський герцинський постумний передовий прогин (D_2-C_2), (більш густим темним крапом показана кам'яновугільна частина); 6 - Стрийський юрський прогин; 7 - границя крейдового прогину (Львівського), проведена по ізопахіті 200 м (границі структурних елементів, що перекриті молодшими утвореннями, показані пунктиром); 8 - автохтонні моласові прогини; Зовнішня зона Передкарпатського прогину і Закарпатський прогин; 9 - Внутрішня (алохтонна) зона Передкарпатського прогину; 10 - гірсько-складчаста споруда Карпат; 11 - Мармароський масив; 12 - північно-східна границя Передкарпатського прогину; 13 - північно-східна границя Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (Стебницький насув); 14 - Береговий насув Карпат; 15 - насув Мармароського масиву; 16 - Вигорлат-Гутинський хребет (зірочками позначені вулканічні центри); 17 - лінії розрізів.

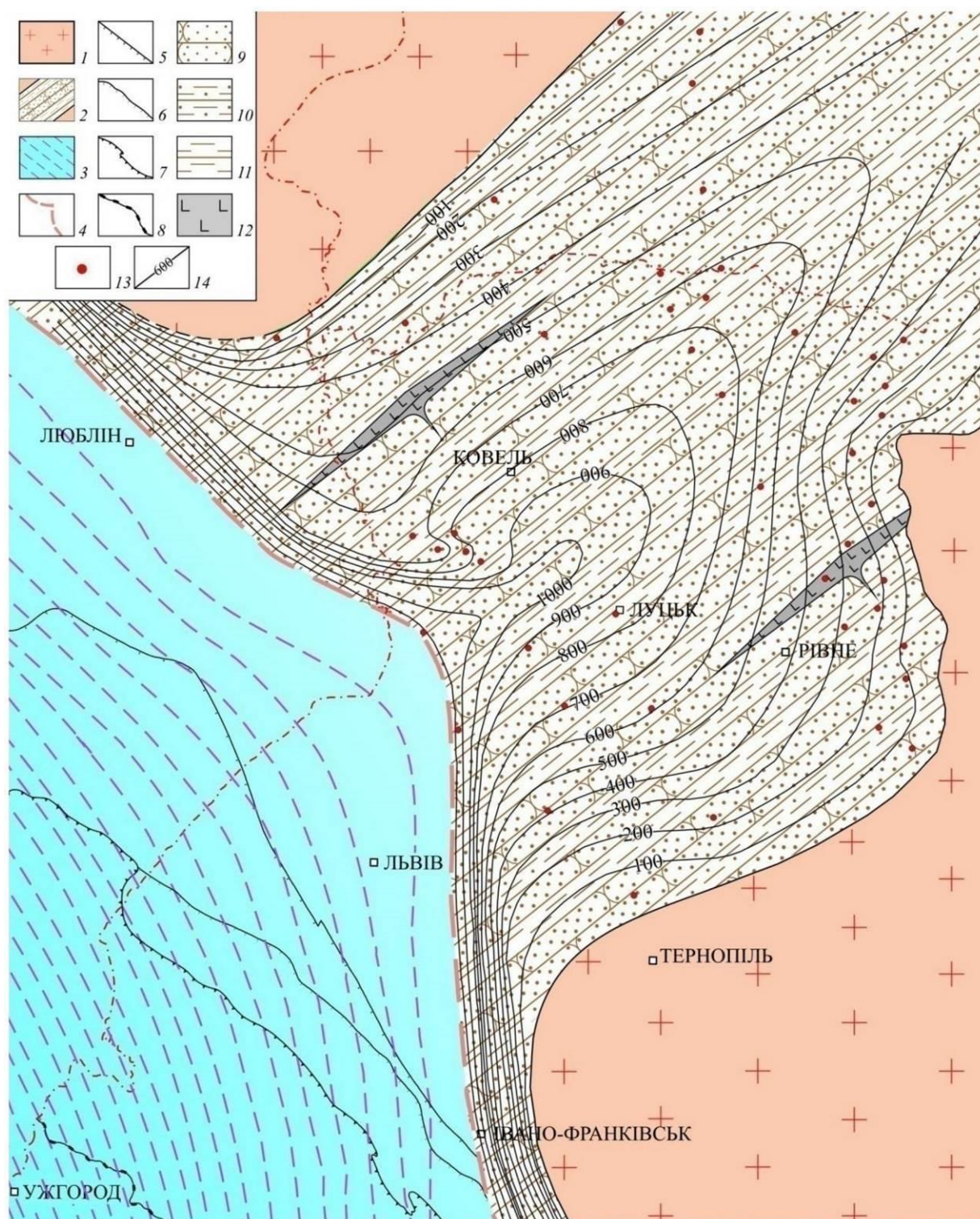


Рис. 26. Рифейський нафтогазоперспективний об'єкт Волино-Поділля

Структурні елементи: 1 – фундамент Східноєвропейської платформи; 2 - платформні комплекси рифею (Волино-Оршанський прогин); 3 – геосинклінальні утворення; 4 – зона прогнозованого крайового розлому платформи; 5–8 – контури альпійських елементів: 5 – Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, 6 – Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (Стебницький насув), 7 – Карпат (Береговий насув), 8 – Закарпатського прогину.

Породне вивчення Волино-Оршанського прогину: 9 – пісковики, 10 – алевроліти, 11 – аргіліти, 12 – магматичні породи, 13 – свердловини, 14 – ізопахіти.

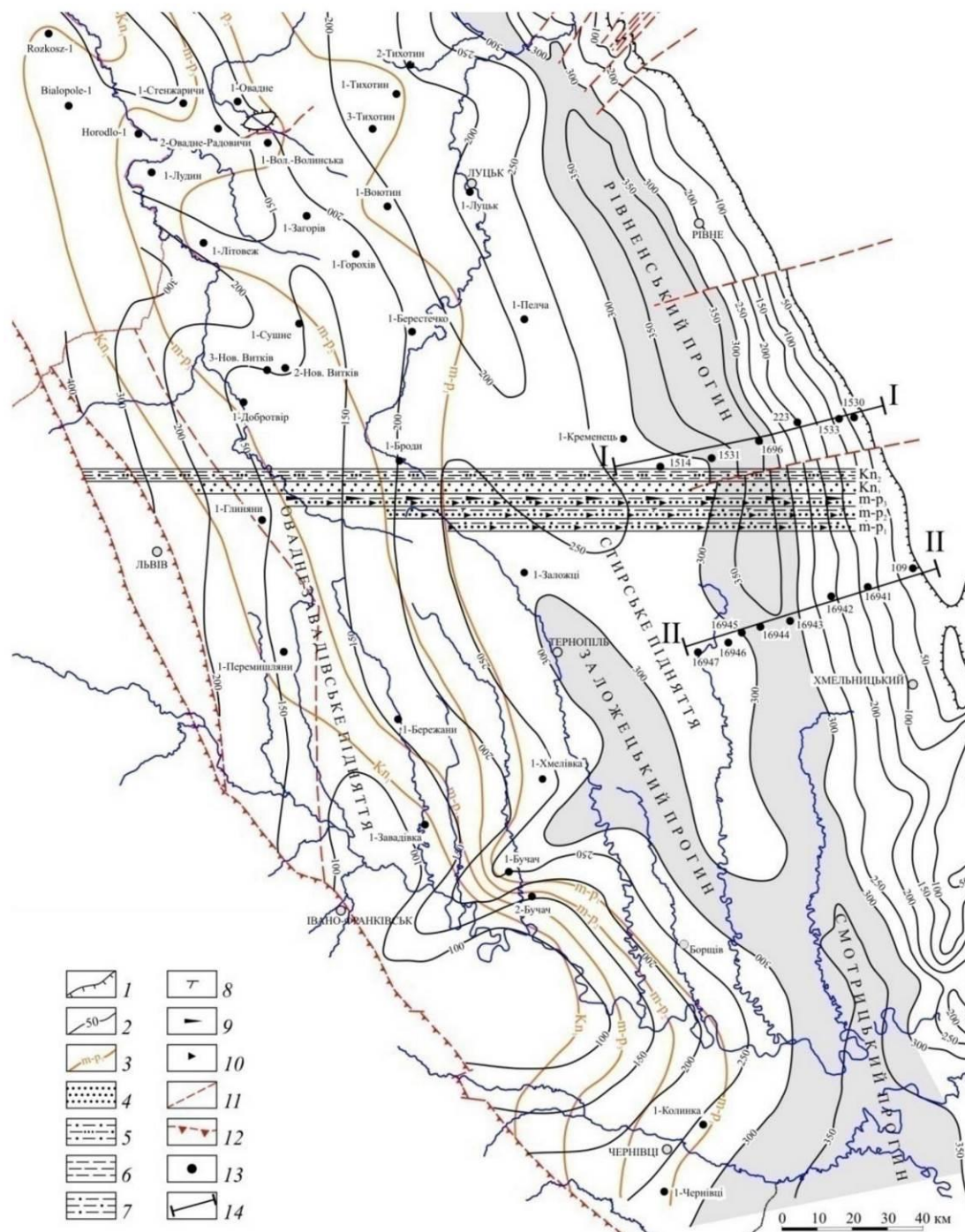


Рис. 27. Верхньовендський нафтогазоперспективний об'єкт Волино-Поділля

1 – границя поширення верхньовендських відкладів; 2 – ізопахіти відкладів верхньовендського комплексу; 3 – границі поширення літофаціальних підкомплексів (світ) (могилів-подільська серія: m-p₁ – чарторийсько-могилівського, m-p₂ – розницько-яришівського, m-p₃ – колківсько-нагорянського; канилівська серія: kn₁ – базальних пісковиків соколицького, kn₂ – алевроліто-аргілітового комарівського); 4–10 – літологічний склад підкомплексів: 4 – пісковики поліміктові, аркозові; 5 – алевроліти; 6 – аргіліти; 7 – алевроліти з аргілітами; 8 – туфи; 9 – бітумінозність; 10 – поліміктовість; 11 – розломи; 12 – насуви; 13 – свердловини, що розкрили венд; 14 – лінії геологічних профілів. Рамка. Рисунок збільшив і обрізав

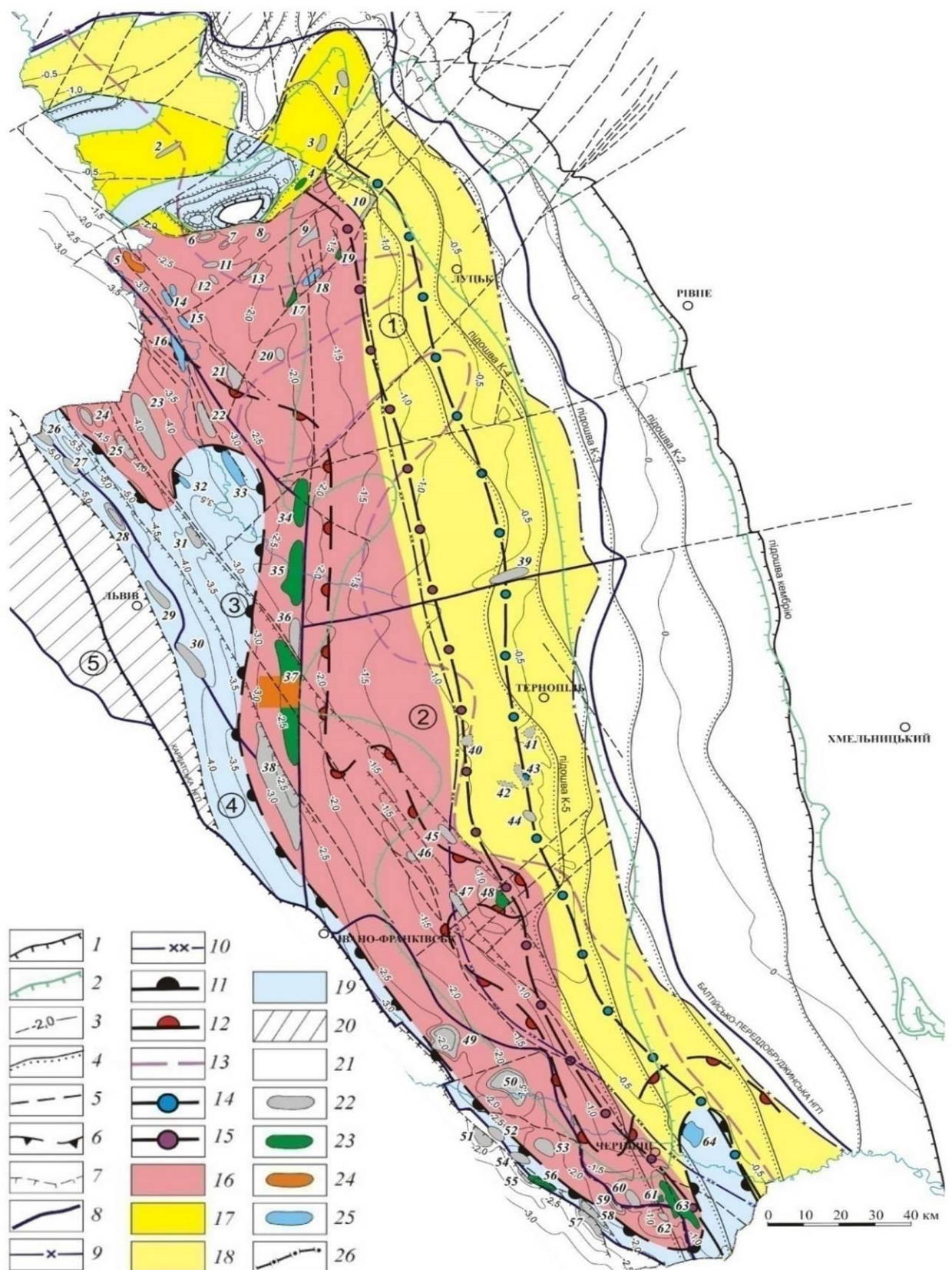


Рис. 28. Карта перспектив нафтогазоносності кембрійського комплексу Волино-Поділля (Вуль та ін., 2008; Гоник, 2009)
Умовні позначення на наступній сторінці

Умовні позначення до рис. 28.

Структури: 1 - Кричевська, 2 - Ладинська, 3 - Любитівська, 4 - Озерянська, 5 - Луднська, 6 - Володимир-Волинська, 7 - Гумінська, 8 - Володимирівська, 9 - Войницька, 10 - Вічинська, 11 - Черчицька, 12 - Руснівська, 13 - Бужковицька, 14 - Нововолинська, 15 - Літовезька, 16 - Сокальська, 17 - Павлівська, 18 - Локачинське, 19 - Семиренська, 20 - Підберезівська, 21 - Князівська, 22 - Комарівська, 23 - Куличківська, глибинна, 24 - Корчівська, 25 - Боянецька, 26 - Угнівська, 27 - Дібрівська, 28 - Жовківська піднасув, 29 - Дублянська піднасув, 30 - Дзвенигородська, 31 - Дернівська, 32 - Стремінська, 33 - Добротвірська, 34 - Монастирецька, 35 - Андріївська, 36 - Лонська, 37 - Перемишлянська, 38 - Бурштинська, 39 - Іквинська, 40 - Денисівський "ніс", 41 - Настасівський "ніс", 42 - Соколівська, 43 - Дарахівська, 44 - Хмелівська, 45 - Доброводівська, 46 - Завадівська, 47 - Велеснівська, 48 - Бучацька, 49 - Фатівецька, 50 - Орелецька, 51 - Іспаська, 52 - Миліївська, 53 - Станівська, 54 - Вахнівська, 55 - Луковецька, 56 - Косованська, 57 - Буденецька, 58 - Східнобуденецька, 59 - Сторожинецька, 60 - Підлісна, 61 - Червонодубравська, 62 - Михайлівська, 63 - Тарашанська, 64 - Колинківська.

Границі поширення відкладів: 1 - кембрію, 2 - ордовіку; 3 - ізогіпси ерозійної поверхні кембрійського комплексу, км; 4 - східна границя підшви пісковиків К-2, К-3, К-4 та К-5; 5 - розломи; насуви: 6 - регіональні; 7 - нижчого порядку; 8 - границі одиниць нафтогазогеологічного районування Волино-Подільської НГО. Цифри в кружках: 1 - Волинський нафтогазоносний район (НГР), 2 - Подільський перспективний район (ПР), 3 - Бузький газонасний район (ГР), 4 - Нестерівський ПР. 5 - Магерівський район нез'ясованих перспектив (РНП); східні границі гідрохімічних зон водообміну: 9 - утрудненого, 10 - застійного; східні границі області окварцювання пісковиків кембрію; 11 - сильного (можливі колектори тріщинні та IV категорії); 12 - суттєвого (розвинуті переважно колектори III категорії); 13 - умовна границя, західніше якої присутні екрани над всіма горизонтами бережківської серії кембрію (К-2, К-3, К-4 та К-5); східні границі областей генерації вуглеводнів з нафтогазоматеринських товщ: 14 - верхнього венду, 15 - кембрію; рейтинг ділянок в НГО за перспективністю та черговістю опощування: 16 - найбільш перспективні, першочергові, 17 - середніх перспектив, другої черги, 18 - перспективні, третьої черги, 19 - малоперспективні, 20 - з невизначеними перспективами. 21 - безперспективні: структури: 22 - прогнозні. 23 - виявлені, 24 - введені у пошукове буріння, 25 - виведені з буріння негативним результатом: 26 - державний кордон

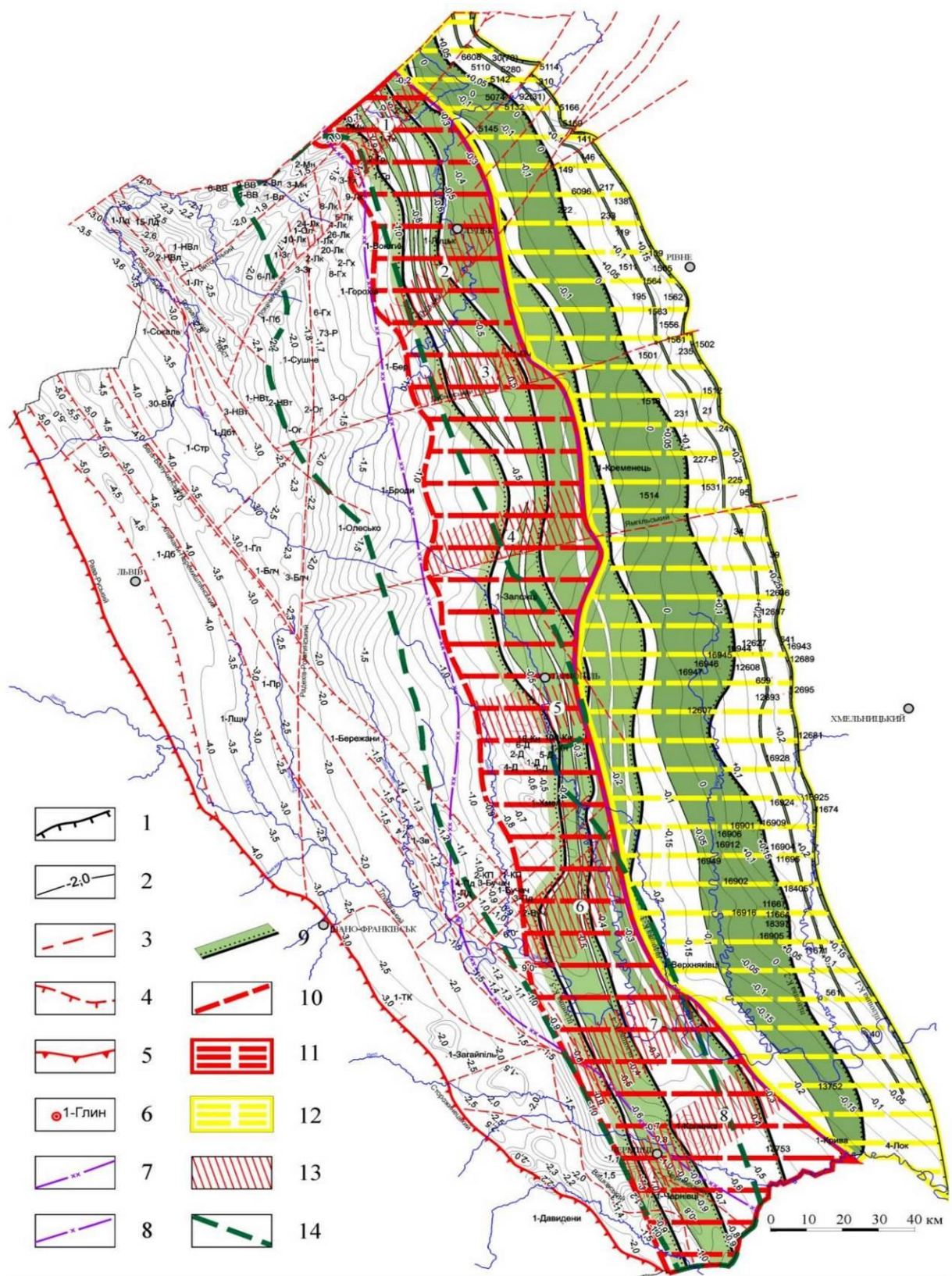


Рис. 29. Карта перспектив нафтогазоносності у зонах виклинювання кембрійського комплексу Волино-Поділля (Павлюк та ін., 2012)
Умовні позначення на наступній сторінці

Умовні позначення до рис. 29.

1 – границя поширення кембрійських відкладів; 2 – ізогіпси поверхні кембрійського комплексу, км; 3 – розривні порушення; 4 – насуви; 5 – північно-східна границя поширення дислокованих відкладів нижнього палеозою; 6 – свердловини (глибокі, структурні та картувальні) та їхня скорочена назва; 7–8 – східна границя гідрохімічних зон: 7 – застійного водообміну, 8 – затрудненого водообміну; 9 – виходи пісковиків горизонтів К-1–К-5 під подошву ордовіцько-силурійських відкладів; 10 – умовна західна границя поширення комбінованих пасток (антиклінальних та пов’язаних із зоною виклинювання) горизонту К-5; 11–12 – території за ступенем перспективності у зонах виклинювання кембрійських відкладів як ймовірних пасток вуглеводнів: 11 – перспективні (першочергові), 12 – малоперспективні (другої черги); 13 – перспективні ділянки (цифрам в кружечках позначені: 1 – Локацький вал, 2 – Горохівське валоподібне підняття, 3 – Оглядівське валоподібне підняття, 4 – Іквинсько-Олесківське валоподібне підняття, 5 – Настасівський структурний ніс, 6 – Бучацька структура, 7 – Заставненський структурний ніс, 8 – Колинківська структура); 14 – контур силурійської рифової споруди.

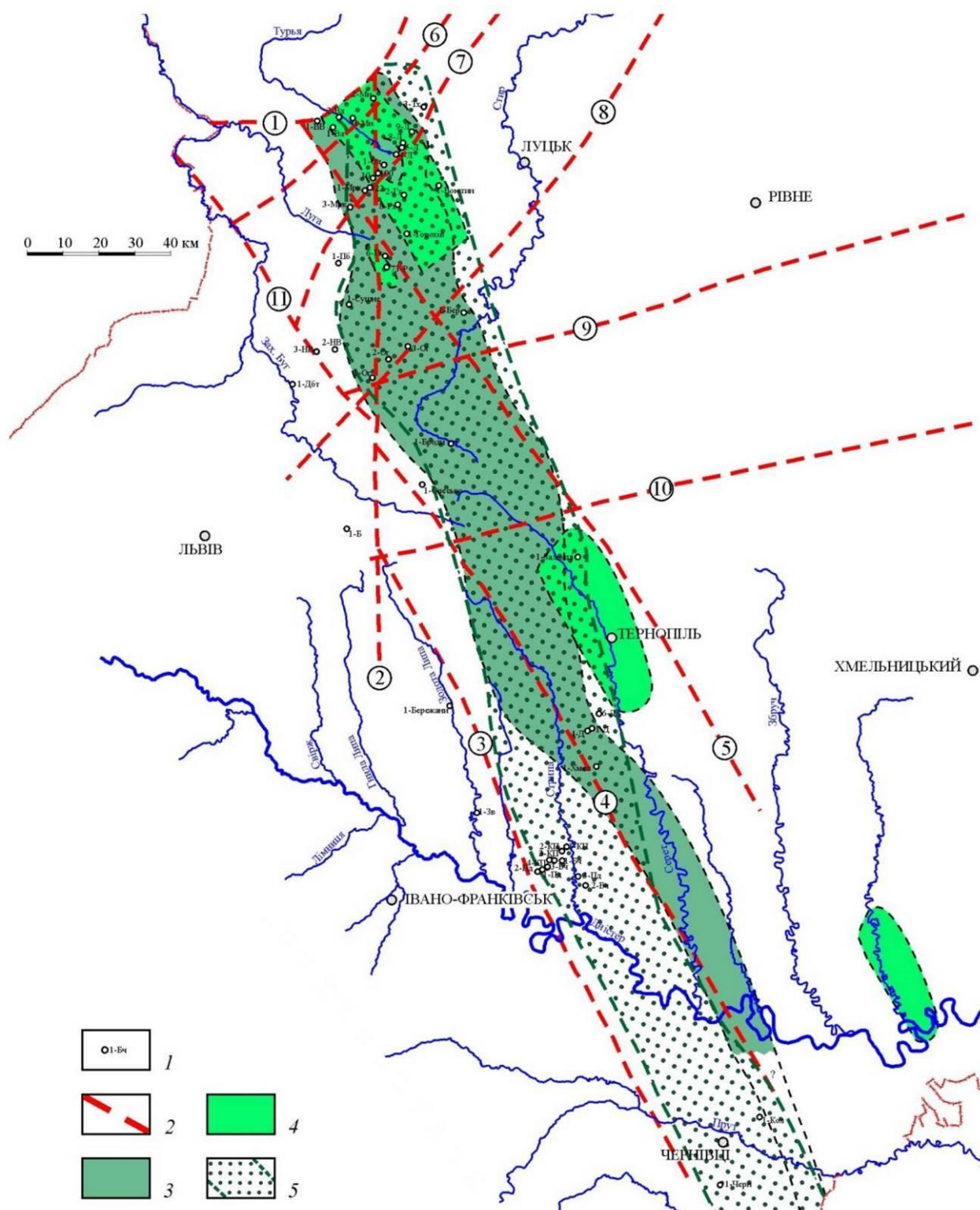


Рис. 30. Співвідношення різновікових рифових споруд
Волино-Подільської нафтогазоносної області

1 – свердловини; 2 – розломи (цифри в кружечках): 1 – Володимир-Волинський, 2 – Радехівський, 3 – Чернівецький, 4 – Теребовлянський, 5 – Збаразький, 6 – Вітонізький, 7 – Локацький, 8 – Луцький, 9 – Дубенський, 10 – Ямпільський, 11 – Сокальський; 3–5 – рифові споруди різного віку: 3 – баговицького, 4 – малиновецького, 5 – скальського.

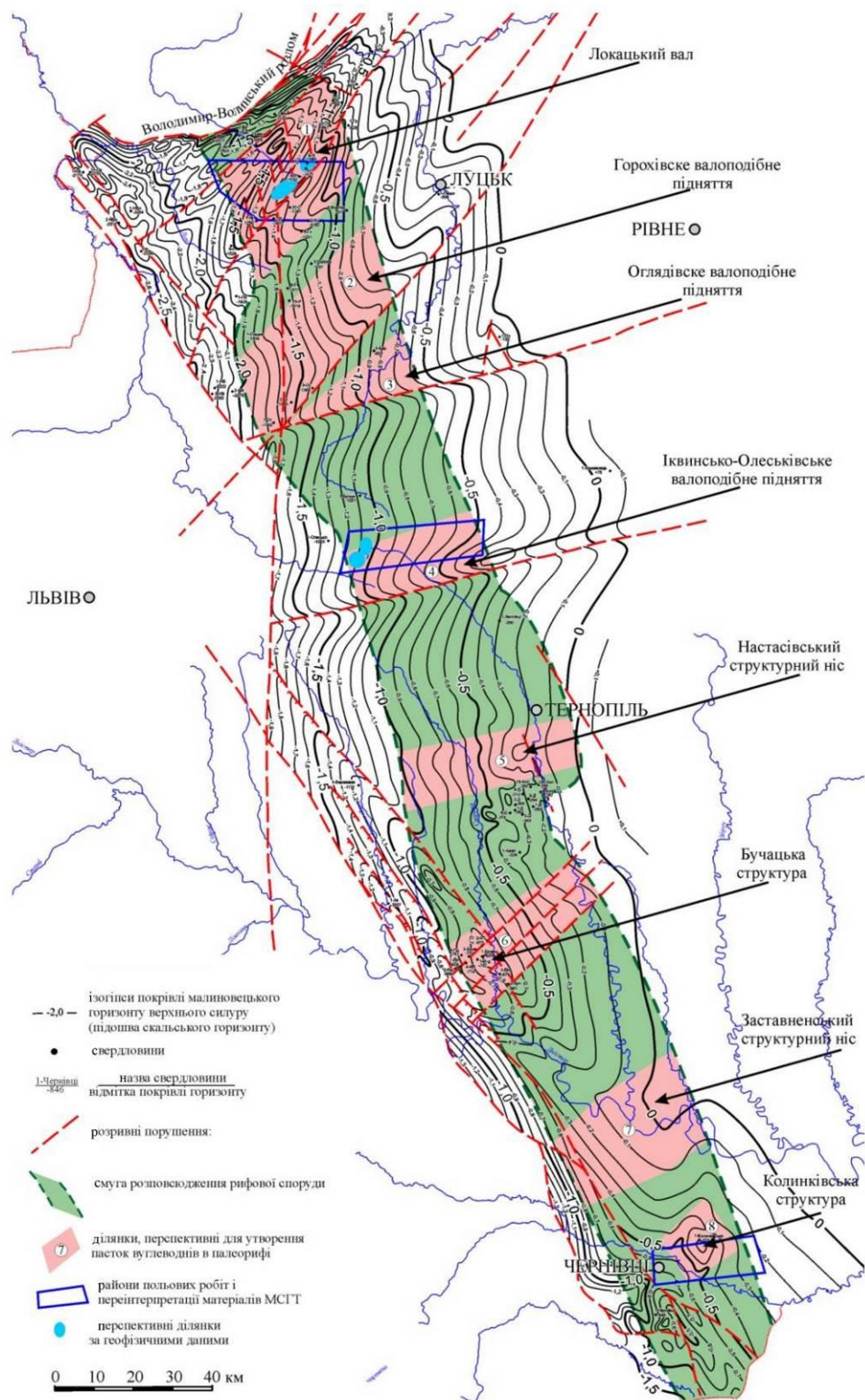


Рис. 31. Карта перспектив нафтогазоносності силурійської рифової системи Волино-Поділля (Павлюк та ін., 2009)

Цифрами в кружечках позначені ділянки: 1 – Локацька, 2 – Горохівська, 3 – Оглядівська, 4 – Іквинсько-Олесківська, 5 – Настасівська, 6 – Бучацька, 7 – Заставненська, 8 – Колинківська.

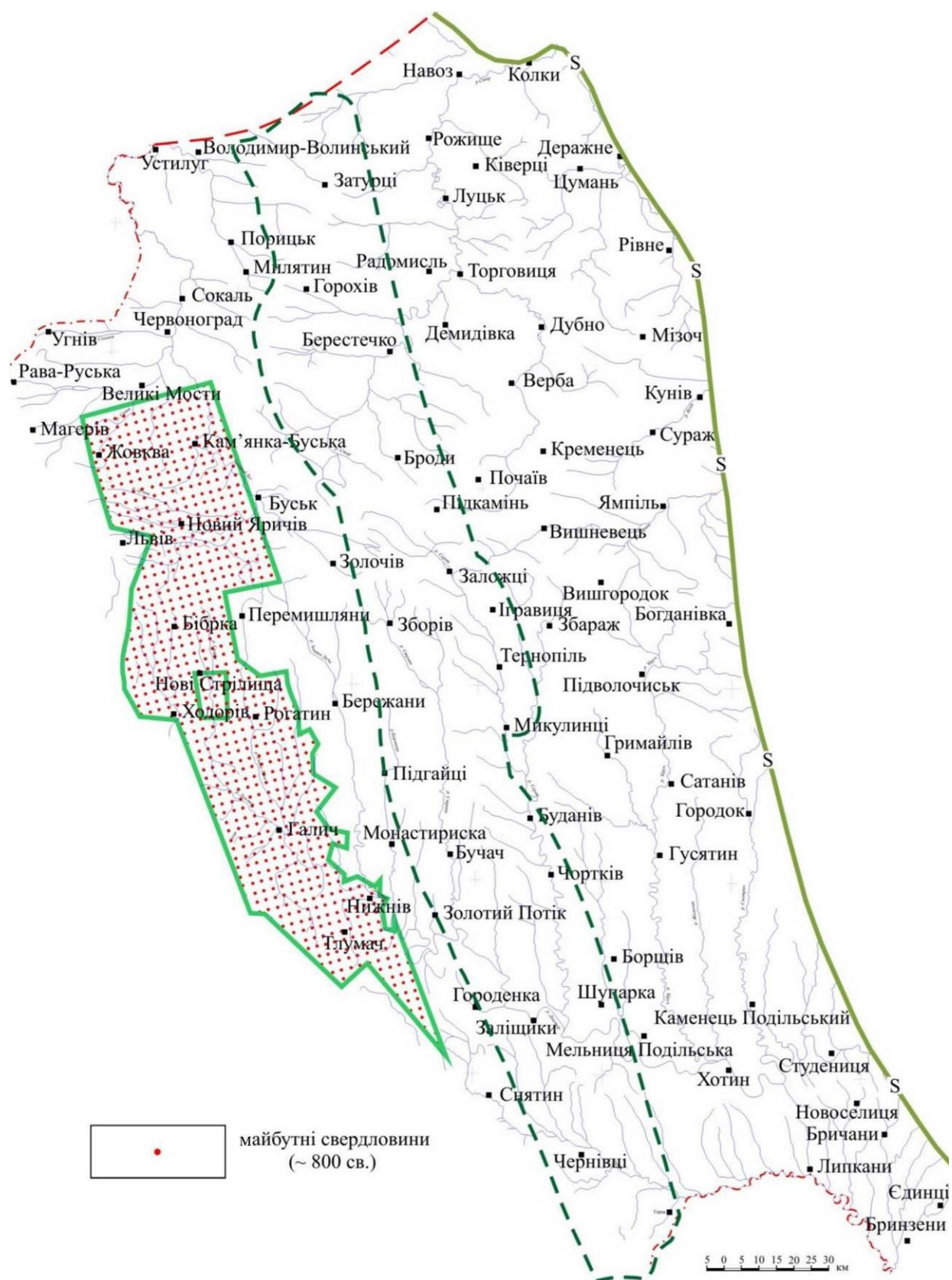


Рис. 32. Територія Олеської ділянки
(пунктиром показаний контур силурського рифу)

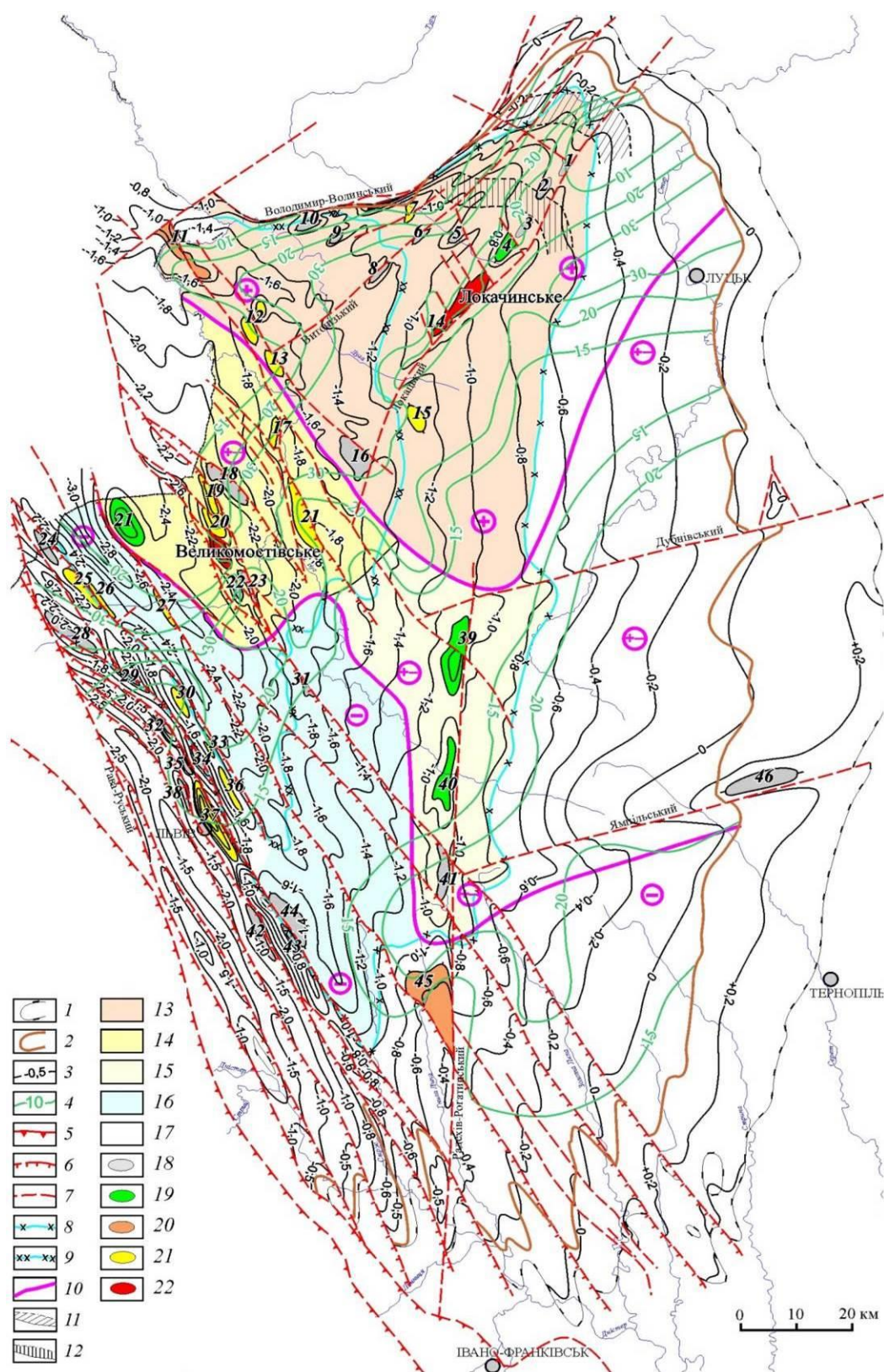


Рис. 33. Карта перспектив нафтогазоносності девонського комплексу Волино-Подільської нафтогазононої області (уклали І. Б. Вишняков, І. О. Гоник, Г. А. Гаврилко, 2011)

Умовні позначення на наступній сторінці.

Умовні позначення до рис. 33.

Границі поширення відкладів: 1 – середнього девону, 2 – верхнього девону; 3 – ізогіпси підоснови доломітово-ангідритового горизонту ланівської (великомостівської) світи середнього девону, км; 4 – сумарні ізопахіти пісковиків продуктивних горизонтів середнього девону, м; розривні порушення: 5 – насуви регіональні, 6 – підкидо-насуви, 7 – розломи; границі гідрохімічних зон водообміну: 8 – утрудненого, 9 – застійного; 10 – умовні границі полів якості колекторів (знаки в кружках: плюс – задовільні, плюс-мінус – середні, мінус – низькі або відсутні); зони можливого розвитку: 11 – літолого-стратиграфічних пасток у відкладах нижнього та середнього девону, 12 – органогенних споруд борщівського горизонту нижнього девону та літологічних піщаних пасток середнього девону; рейтинг ділянок в НГО за перспективністю та черговістю для пошуків: 13 – найбільш перспективні, першочергові, 14 – середніх перспектив, другої черги, 15 – перспективні, третьої черги, 16 – малоперспективні, 17 – з невизначеними перспективами та безперспективні; структури: 18 – прогностні, 19 – виявлені, 20 – перебувають у пошуковому бурінні (консервації), 21 – виведені з буріння з від’ємним результатом, 22 – газові родовища.

Структури: 1 – Городинська, 2 – Вічинська, 3 – Східносемиренська, 4 – Семиренська, 5 – Войницька, 6 – Губинська, 7 – Східноволодимирівська, 8 – Бужковицька, 9 – Тумінська, 10 – Володимир-Волинська, 11 – Лудинська, 12 – Нововолинська, 13 – Літовезька, 14 – Павлівська, 15 – Підберезівська, 16 – Князівська, 17 – Сокальська, 18 – Красносільська, 19 – Цебрівська, 20 – Жужелянська, 21 – Корчівська, 22 – Ратська, 23 – Борівська, 24 – Махнувська, 25 – Забір’ївська, 26 – Дібровська, 27 – Хлівчанська, 28 – Помлинська, 29 – Крехівська, 30 – Нестеровська, 31 – Дернівська, 32 – Мацошинська, 33 – Куликівська, 34 – Дорошівська, 35 – Зашківська, 36 – Дублянська, 37 – Збойська, 38 – Брюховицька, 39 – Монастирецька, 40 – Андріївська, 41 – Лонська, 42 – Товцівська, 43 – Водниківська, 44 – Звенигородська, 45 – Перемишлянська, 46 – Іквинська.



Рис. 34. Кам'яновугільна газоперспективна зона Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну (уклали І. О. Костюк, М. М. Митрофайло, 2008)

У (Павлюк та ін., 2015) для характеристики кожного із згаданих нафтогазоперспективних об'єктів, було використано весь наявний фактичний матеріал. Аналіз цих характеристик показує, що кожен з цих об'єктів може бути нафтогазоносним, хоча ступінь обґрунтованості різний. Зокрема, теригенний склад поліської серії, наявність пісковиків з високою пористістю і проникністю та глинистих прошарків з надійними екранувальними властивостями, хімічний склад вод, великі товщини, прийнятна глибина залягання, яка навіть в найбільш зануреній частині прогину не перевищує 4500 м, – все це свідчить про те, що рифейський комплекс Волино-Поділля може вважатися перспективним об'єктом для пошуків вуглеводнів (хоча рифейські відклади в межах України займають значну за розмірами територію, однак розкриті приблизно пів сотнею свердловин; глибоких ще менше).

Подібне можна сказати і про верхньовендський об'єкт. Наявний геологічний матеріал (Гоник, 2009) свідчить про те, що в розрізі верхньовендських відкладів є і глинисті екрани, і можливі резервуари (пісковики), причому ближче до східної границі розповсюдження, у Рівненсько-Смотрицькій системі прогинів, збільшується їхня товщина і поліпшується якість. Все це привертає увагу до цього об'єкта, але гідрогеологічні, структурні та літофаціальні умови нагромадження і збереження вуглеводнів у них залишаються майже невідомими і потребують подальшого ретельного вивчення та буріння нових свердловин.

Найбільш обґрунтованими слід вважати перспективи нафтогазоносності кембрійського, силурського і середньодевонського комплексів, причому не тільки з точки зору загальних положень, але й з виокремленням конкретних ділянок і структур (див. рис. 28–33).

У межах Волино-Подільської нафтогазоносної області промислова нафтогазоносність доведена лише для відкладів девону. Саме тут були відкриті два газові родовища – Великомоствівське і Локацьке, продуктивність яких

пов'язана, в основному, з породами середнього і, частково, верхів нижнього девону (Вишняков та ін., 2011).

Великомостівське родовище пов'язане з антиклінальною складкою під регіональним насувом Белз-Балучинської луски. Сама складка відокремлена від автохтону підкидо-насувами невеликої амплітуди (до 50 м) і є локальною лускоподібною структурою. По підшві доломітово-ангідритового пласта (великомостівська світа) в низах середнього девону її розміри оцінюють у 7,0 км × 3,0 км за висоти 90 м. Простягання складки північно-західне. Поклади приурочені: до теригенних колекторів (пісковиків, гравелітів, алевролітів) дністерської серії нижнього девону і перекриваючих її базальних утворень середнього девону (нижній поклад), до вапняків пелчинської світи (середній) і до доломітів золотолипської світи (верхній). Два останніх не мають промислового значення. Поверх газоносності становить 90 м за товщини відкладів середнього девону 175 м. Поклади тут пластові склепінні, тиски – близькі до гідростатичних, дебіт газу – до 65 тис. м³/добу. Вміст метану в газі – 92–94 %, важких вуглеводнів – до 7 %. Глибини залягання покладів – 2300–2400 м.

Найбільше за запасами вуглеводнів Локацьке родовище (до 7 млрд м³ газу з ознаками нафти і конденсату) приурочене до брахіантиклінальної складки однойменного валоподібного прирозломного підняття. По покрівлі середнього девону її розміри 11 км × 3,5 км за висоти 150 м. Простягання північно-східне. Складка асиметрична з пологим і відносно широким північно-західним крилом і більш крутим і вузьким південно-східним. Останнє, вірогідно, ускладнене поздовжнім конседиментаційним скидом, а перикліналі – діагональними порушеннями, можливо, постседиментаційними. Розріз родовища характеризується циклічною будовою (середній девон–нижній фран). Кожний цикл (карбонат-глина-пісковик) містить самостійний пластовий поклад у пісковиках і, ймовірно, у карбонатах (шість покладів). Крім того, невеликий поклад зберігся у покрівельній частині тиверської серії нижнього девону.

Початкові дебіти газу становили 6–100 тис. м³/добу. Пластові тиски дещо нижчі гідростатичних. Газ переважно метановий (89–97 %), з невеликою кількістю конденсату (до 2 см³/м³), помірною кількістю азоту (2,2–8,8 %) та сірчаних сполук (0,2–1,6 г/м³). В одній з експлуатаційних свердловин (51-Локачі) при сумісному випробуванні 6, 5 і 4 продуктивних горизонтів (глиб. 931–852 м) був одержаний приплив газу дебітом 101,5 тис. м³/добу з нафтою дебітом 5,1 м³/добу. Нафта має питому вагу 0,826 г/см³, в'язкість – 6,68 сст, газовий фактор – 42 м³/м³, тиск насичення – 8,52 МПа, вміст парафінів – 5,6 %, смол – 4,8 %, асфальтенів – 0,87 %. Глибини залягання продуктивних горизонтів коливаються в межах 800–1060 м.

На рис. 34 показано Олеську ділянку площею 6324 км², яка за сучасних технологій видобутку потребує буріння понад 1000 свердловин (тут показані тільки 800), “обіцяє” видобуток всього 120–150 млрд м³ газу і створює цілий комплекс екологічних проблем.

Будову і газонасичення кам'яновугільного газоперспективного об'єкта докладно висвітлено в роботах співробітників відділу геології і геохімії твердих горючих копалин ІГГК НАН України (Shulga et al., 2008; Бик та ін., 2011; Явний, Бучинська, 2012).

Оцінка газоносності окремих вугільних пластів, вмісних порід, вугільних родовищ, вуглепромислових районів і басейну в цілому, показала, що прогнозні запаси метану у Львівсько-Волинському басейні можна оцінити у 18,8 млрд м³ (Наумко та ін., 2015). Як для всього басейну це не надто багато (відповідає середньому за запасами родовищу) і поки що його видобуток не налагоджений. Проте застосування спеціальних, добре продуманих технологій, які дають змогу і шахтним, і свердловинним способами одночасно використовувати ресурси вугільних пластів і вмісних порід, може зробити видобуток газу економічно вигідним і в майбутньому стати певним внеском в економіку регіону.

5.1.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ

Літинсько-Озерянська структура

Значні перспективи Волино-Подільської НГО пов'язуються з недостатньо вивченими відкладами кембрію. Серед них – Літинсько-Озерянська ділянка. У тектонічному відношенні вона розташована в межах Ковельського тектонічного виступу, що утворений відкладами нижнього палеозою та верхнього протерозою і межує на півдні з Львівським палеозойським прогином по Володимир-Волинському розлому. За адміністративним поділом територія належить до Турійського, Ковельського та Рожищенського районів Волинської області.

У межах південної частини Ковельського виступу головними перспективними комплексами є кембрійський та верхньопротерозойський, а південніше Володимир-Волинського розлому – кембрійський, силурійський та девонський. Невеликі глибини залягання перспективного комплексу при скороченому розрізі палеозою на Ковельському виступі і повний спектр перспективних палеозойських і верхньо-протерозойського комплексів при середніх глибинах залягання останніх (до 2,5–3,0 км) південніше Володимир-Волинського розлому роблять південну частину Ковельського виступу і прилеглу до неї частину Львівського прогину, охоплені Літинсько-Озерянською площею (рис. 35, 36), привабливими для нафтогазопошукових робіт.

Перспективність південних блоків Ковельського виступу обґрунтовується, по-перше, тим, що при глибинному геологічному картуванні листа “Ковель” (М 1:200 000) низкою свердловин були зафіксовані прояви нафти у відкладах ордовіку і силуру. По-друге, значні площі розповсюдження кембрійського комплексу тут перекриваються товщею ордовик-силурських відкладів, які зберігають літофаціальний склад, притаманний регіональному екрану. Піскуватість розрізу кембрію збільшується до 50%, а відкрита пористість сягає 18–20% за проникності $260\text{--}570 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$.

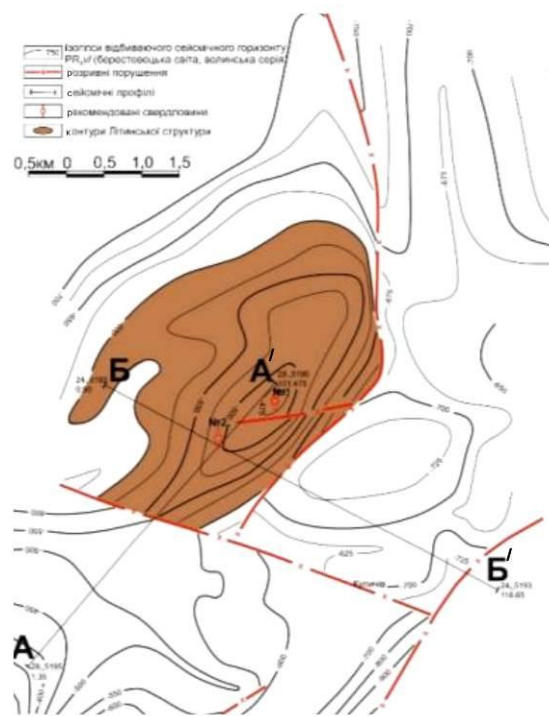


Рис. 35. Літинська площа. Структурна карта по горизонту відбиття PR_{3vl}^{br} (за матеріалами ЗУГРЕ)

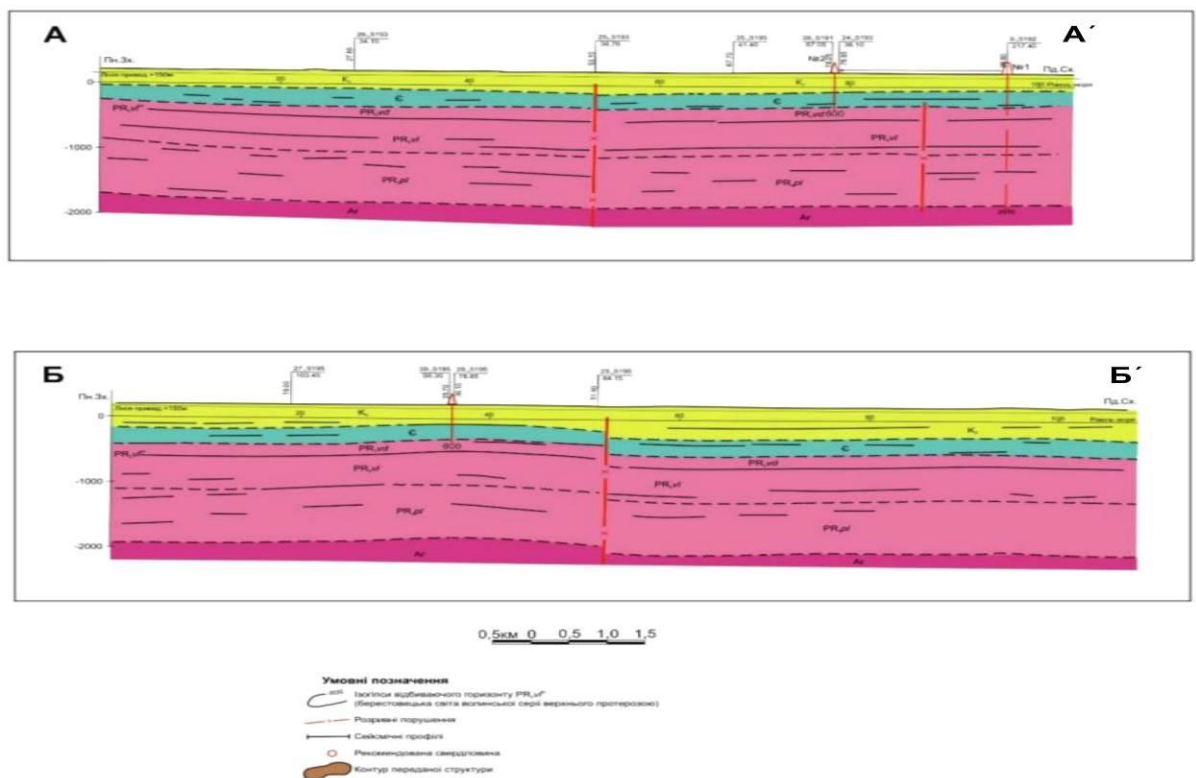


Рис. 36. Літинська площа. А – сейсмо-геологічний профіль 2851/95; Б – сейсмо-геологічний профіль 2451/93 (за матеріалами ЗУГРЕ)

По-третє, в геологічній будові Ковельського виступу бере участь потужна товща верхньопротерозойських порід, до складу яких входить строката лагунно-континентальна формація, яка охоплює відклади поліської серії. Максимальна товщина поліської серії в межах північної частини Волино-Поділля сягає 1000 м. Вона представлена пісковиками, алевролітами та аргілітами. Пісковики дрібнозернисті, кварцові, польовошпат-кварцові, не вапняковисті. Разом з крупнозернистими алевролітами вони домінують в розрізі. Вміст піщаного матеріалу складає 50–60%. Пористість змінюється від 2,1% до 17,3%, проникність не перевищує $0,1 \times 10^{-3}$ мкм². В районі м. Луцька фізичні властивості протерозойських відкладів поліпшуються, пористість складає 4,6–20%, проникність $0,1 \times 10^{-3}$ – $0,9 \times 10^{-3}$ мкм². В газах, десорбованих з відкладів поліської серії, виявлено значну кількість вуглеводнів (до 30–50% від всієї маси газу). Відклади поліської серії незгідно перекриваються різними за віком комплексами осадового чохла.

У районах розвитку максимальних товщин поліських відкладів, на північ від м. Луцька та у західній частині Львівського палеозойського прогину, вони перекриті базальтами волинської серії, які можуть слугувати покривками. У нижній частині тієї ж серії безпосередньо над поліськими пісковиками залягають бродівська та горбашівська світи, представлені теригенними породами загальною товщиною до 90 м. В плані перспектив нафтогазоносності останні дві світи можна поєднати у одне ціле з поліською серією.

Відклади міньковецького горизонту валдайської серії складені чорними бітумінозними і фосфоритоносними глинистими породами, які характеризуються підвищеною концентрацією розчиненої органічної речовини. Вміст речовини в них коливається в межах 0,1–1,1%, причому частина спирт-бензольного бітуму в цьому іноді досягає високих значень – до 30%. У Придністров'ї вони настільки насичені бітумом, що є горючими сланцями.

Колекторські властивості вендських відкладів у вивченій частині Волино-Поділля фахівцями Львівського відділення УкрДГРІ оцінюються низько

(пористість зрідка перевищує 10% за низької проникності), але є тенденція поліпшення цих якостей у міру зменшення глибин залягання із заходу на схід та північ, де перспективи нафтогазоносності протерозойських відкладів вивчені недостатньо.

Глинисті відклади валдаю та товщі балтійської і бережківської серії кембрію, що їх перекривають, з урахуванням ступеню перетворення розсіяної органічної речовини (POR) вважаються потенційною нафтоматеринською товщею, котра здатна генерувати вуглеводні.

Основним пошуковим об'єктом на площі є Літинська структура (рис. 37), підготовлена під глибоке буріння по горизонту відбиття PR_3vl^{br} (ЗУГРЕ). Поклади вуглеводнів прогнозуються у відкладах кембрію та протерозою. За морфологічними ознаками це складно побудована додатна структура, брахіантикліналь північно-східного простягання розмірами 2,3 км × 4,5 км і висотою 125 м. Найбільш перспективні кембрійські відклади залягають в інтервалі глибин від 300 м до 600 м. Породи-колектори представлені пачками пісковиків і алевролітів, які у зв'язку з незначними глибинами залягання можуть мати задовільні та достатні колекторські властивості. Регіональним флюїдотривом можуть слугувати карбонатно-глинисті утворення верхньої крейди.

Враховуючи тенденцію збільшення піскуватості розрізу кембрію в напрямку від центральної частини Львівського палеозойського прогину до його периферійної частини, при визначенні ефективної товщини перспективного кембрійського об'єкта, відношення сумарних товщин порід з кондиційними ємнісно-фільтраційними властивостями до загальної товщини кембрійських відкладів прийнято рівним 1/4.

За таких умов наявність в середині перспективного розрізу витриманих по площі глинистих пачок, які б могли служити надійними покриттями для вуглеводнів, є надто проблематичним, – тут передбачається масивно-пластовий поклад, який за типом флюїду, скоріш за все, буде газовим.

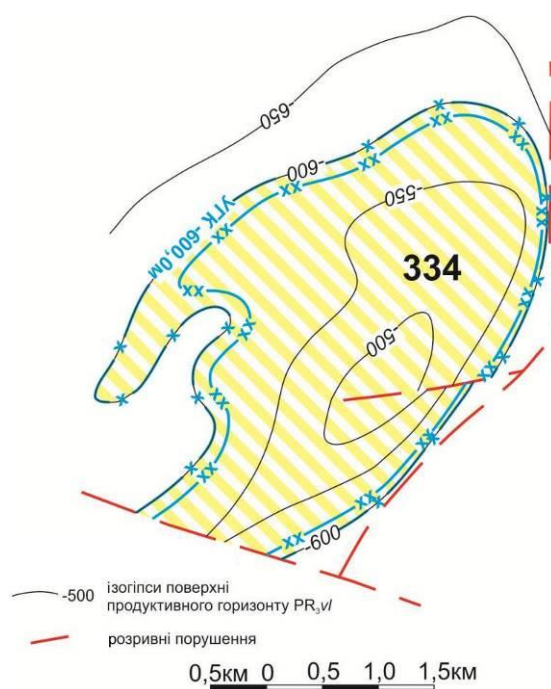


Рис. 37. Структурна карта покрівлі продуктивного горизонту PR₃vl у верхньо-протерозойських відкладах

Площа газонасності при 100% заповненні пастки вуглеводнями приблизно дорівнює 4 км² (рис. 38). Пористість та газонаснення прийняті за аналогією з пластами пісковиків кембрію в межах Перемишлянської ділянки, де ці верстви цілеспрямовано вивчалися на предмет газонасності тривалий час. Пластовий тиск при оцінці ресурсів прийнятий на рівні гідростатичного, виходячи з термобаричних закономірностей Волино-Поділля та незначної глибини залягання перспективної частини розрізу. Склад та фізико-хімічні властивості газу вибрані аналогічно з Локачинським газовим родовищем.

Враховуючи те, що потенційні поклади вуглеводнів у розрізі кембрійських відкладів Волино-Подільської окраїни на сьогоднішній день не відкриті, за винятком незначних скупчень газу в межах Перемишлянської структури, ресурси Літинської структури за ступенем вивчення віднесено до прогнозних з невизначеним промисловим значенням (код класу – 334). Результати оцінки ресурсів наведені в таблиці 7.

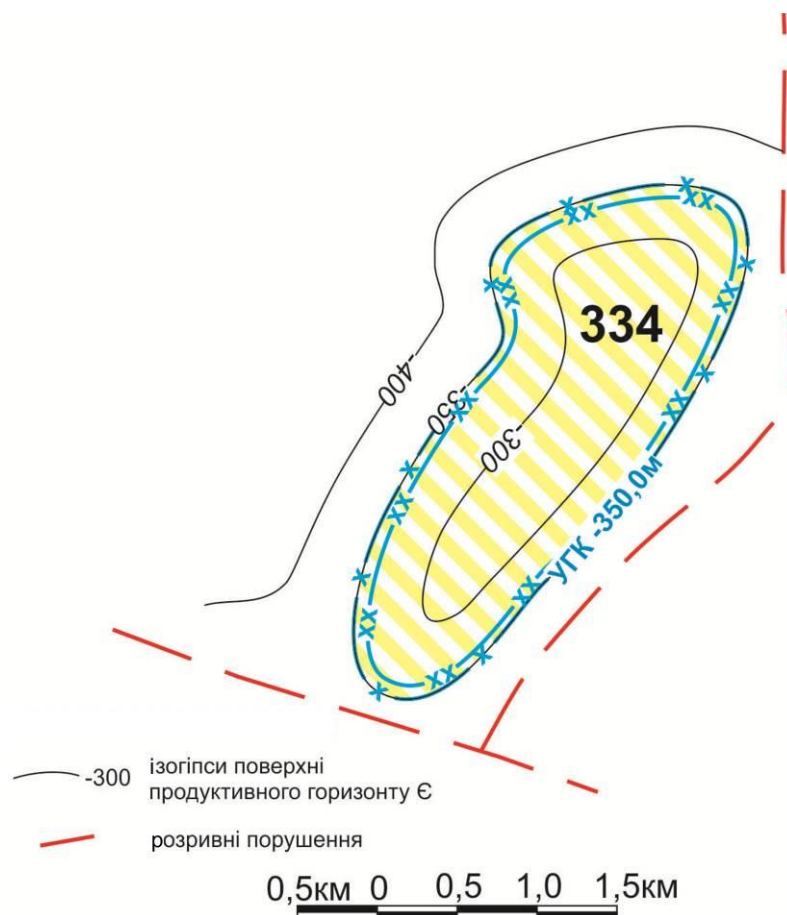


Рис. 38. Структурна карта поверхні продуктивного горизонту Є у кембрійських відкладах

Нижче в розрізі виокремлюються перспективні відклади строкатоколірної континентально-лагунної формації верхнього протерозою (поліська серія), у складі якої є верстви пісковиків і алевролітів, які можуть бути потенційними колекторами для вуглеводнів. Регіональною покришкою для них можуть слугувати базальти волинської серії. Порівняно з кембрійськими відкладами колекторські властивості пісковиків протерозою нижчі. У більшості випадків пористість і проникність перебувають за межами кондиційних значень. Породи-колектори з кондиційними ємнісно-фільтраційними властивостями характеризуються значною мінливістю по площі і розрізу, тому локалізувати ресурси вуглеводнів протерозойського комплексу на сучасному рівні його вивчення неможливо.

Таблиця 7

Зведена таблиця підрахунку ресурсів вільного газу Літинської структури

Поклад	Зона	Класи запасів	Площа газонасння, тис.м ²	Середня газонасичена товщина, м	Об'єм газонасичених порід, тис.м ³	Коефіцієнт відкритої пористості, ч.од.	Коефіцієнт газонасичення, ч.од.	Початковий пластовий тиск, МПа	Залишковий пластовий тиск, МПа	Поправки, ч.од.		Початкові загальні ресурси пластового газу, млн м ³
										на температуру	на відхилення від закону Бойля- Мариотта	
Є	газова	334	3454	5,0	17270	0,100	0,75	3,5	0,1	0,83	0,9	32
	міжконт.		618	2,5	1545	0,100	0,75	3,5	0,1	0,83	0,9	3
	Всього		4072	4,6	18815							35
PR _{3vl}	газова	334	7972	5,0	39860	0,100	0,75	6	0,1	0,83	0,9	130
	міжконт.		1670	2,5	4175	0,100	0,75	6	0,1	0,83	0,9	14
	Всього		9642	4,6	44035							144
Всього		334										179

Для детального вивчення Літинсько-Озерянської ділянки як принципово нового об'єкта геологорозвідувальних робіт Західного регіону в межах підготовленої Літинської структури доцільно пробурити дві незалежні пошукові свердловини з проєктними глибинами 2050 м і 600 м та проєктними горизонтами у відкладах кембрію і протерозою. Їх завданнями є:

визначення літологічних і ємнісно-фільтраційних характеристик порід-колекторів та покришок;

уточнення структурних особливостей, тектонічної дислокованості порід кембрію та протерозою;

вивчення нафтогазоносності перспективної частини розрізу.

В цілому на Літинсько-Озерянській ділянці слід провести детальні польові геофізичні дослідження (сейморозвідка методом спільної глибинної точки, граві- та магніторозвідка в комплексі з геохімією) для підготовки паспорту на Озерянську структуру і обґрунтування подальших геологорозвідувальних робіт з метою пошуків покладів нафти і газу.

Тарашанська структура

Виявлена в південно-східній частині Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи у відкладах кембрію та протерозою поблизу кордону з Румунією. Структура підготована до глибокого буріння по горизонту відбиття в покрівлі кембрію у 2010 р. (рис. 39, 40). Вона є асиметричною антиклінальною складкою північно-західного простягання з крутим південно-західним і похилим північно-східним крилом, яке порушене поздовжнім скидом амплітудою 25 м. З південного сходу складка обмежена поперечним тектонічним порушенням. Розміри складки у перспективному піднятому блоці складають 4 км × 2 км, амплітуда – близько 100 м.

Найближче від Тарашанської структури пробурені параметрична свердловина 1-Чернівці і пошукова 1-Колинківська. Осадовий чохол складений утвореннями від венду до неогену та антропогену, які незгідно залягають на

архей-нижньопротерозойському фундаменті древньої платформи. Відклади нижнього венду представлені волинською серією, яка складається з

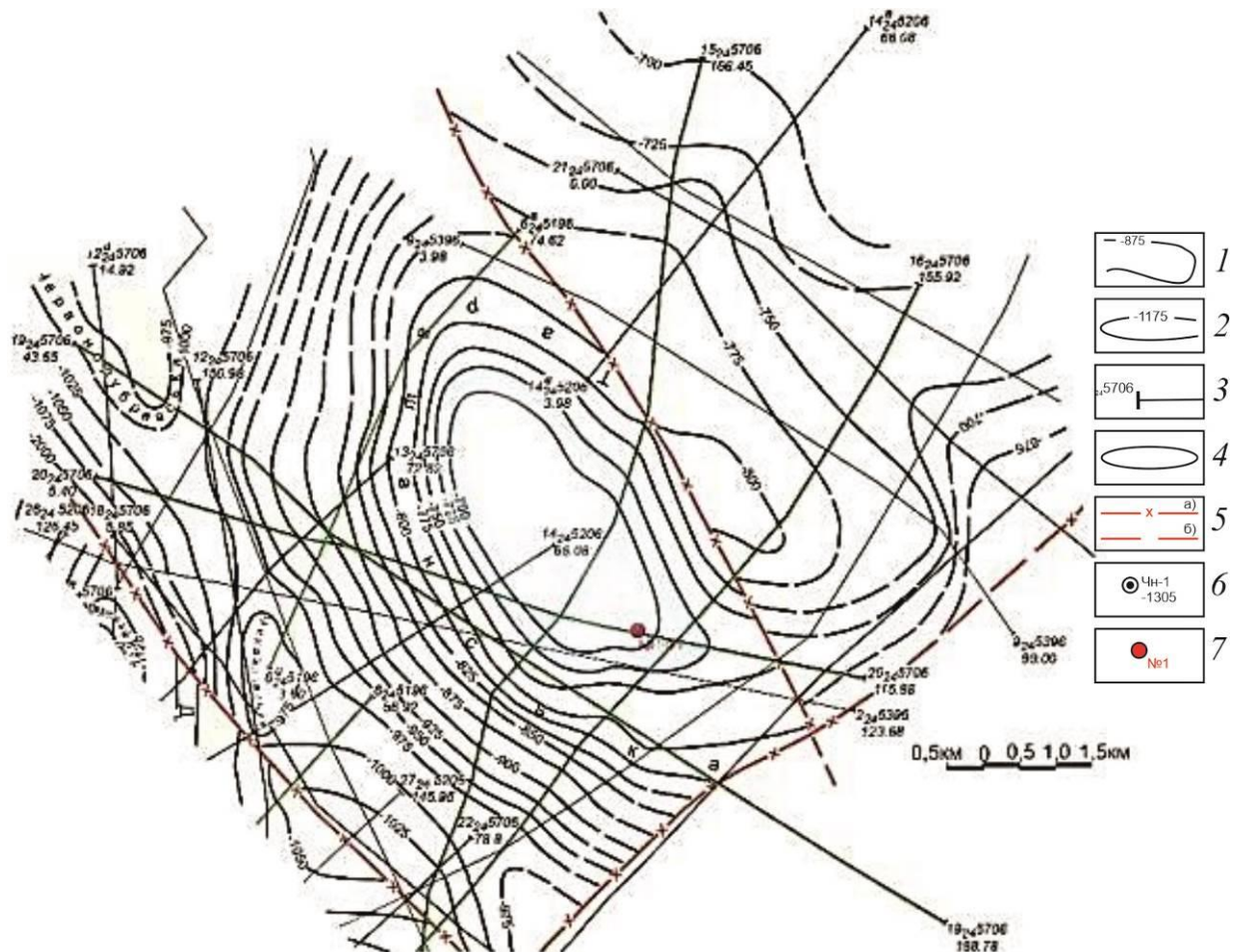


Рис. 39. Структурна карта поверхні горизонту відбиття в кембрії (за даними ЗУГРЕ)

Ізогіпси відбиваючого сейсмічного горизонту Є (в верхах кембрію): 1 – впевнене положення; 2 – ізогіпси відбиваючого сейсмічного горизонту Є (в верхах кембрію) за даними СМГТ на Глибощкій площі (2008 р.); 3 – сейсмічні профілі додані до паспорта; 4 – контур передачі структури; тектонічні структури: 5 – а) впевненого прослідковування, б) невпевнене та прогнозне прослідковування; свердловини глибокого буріння: 6 – індекс та номер свердловини, абсолютна відмітка горизонту; 7 – рекомендована свердловина.

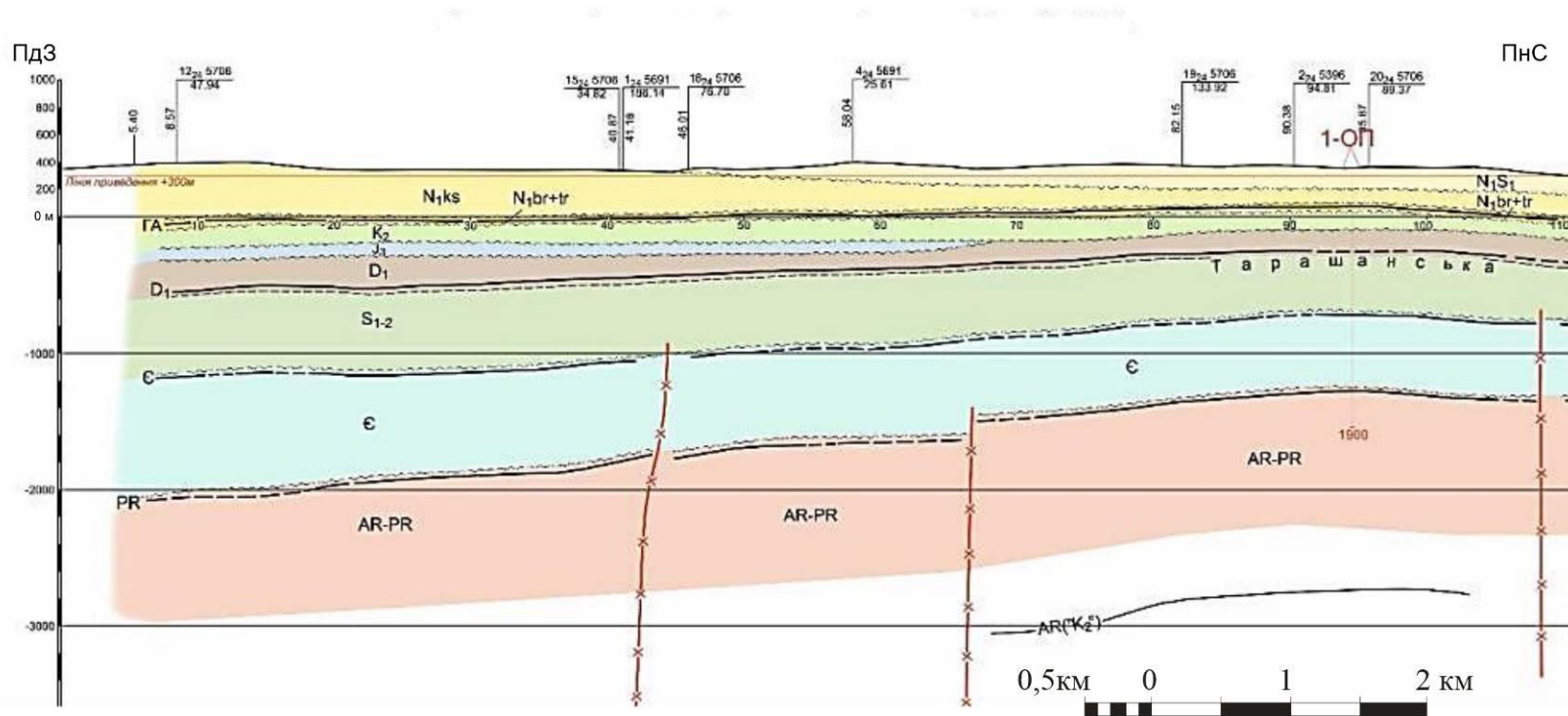


Рис. 40. Фрагмент сейсмо-геологічного розрізу по профілю 15 5706 (за даними ЗУГРЕ)

перешарування базальтів та їх туфів з пачкою червоноколірних пісковиків і гравелітів в основі. Відклади верхнього венду незгідно залягають на розмитій поверхні волинської серії. В його складі чітко простежуються дві серії: нижня – могилів-подільська, що характеризується переважно піщаним складом, і верхня – канилівська, представлена тонкошаруватими сірими і зеленувато-сірими алевролітами, аргілітами, рідше пісковиками. В межах Тарашанської ділянки передбачається тільки канилівська серія.

Товщина верхньовендського комплексу, як правило, складає 150–200 м. В нижній частині це пісковики світло-сірі, кварцові, невапнисті, міцні, іноді хвилясто-шаруваті. Вище їх змінює перешарування аргілітів і алевролітів.

Палезойська еретема починається кембрійським комплексом балтійської серії, складеної в основному тонкошаруватими аргілітами, алевролітами, рідше – пісковиками (стоходська світа). Нижню частину розрізу серії займають глауконітові кварц-польовошпатові пісковики рівненської світи (до 30 м) з проверстками алевролітів і аргілітів. Бережківська серія представлена кварцовими пісковиками, розділені менш потужними пачками глинисто-алевролітових порід. Силур складений породами перешарування вапняків та аргілітів передрифової фації. Утворення нижньої частини нижнього девону – це в основному аргіліти, у верхній частині – перешарування пісковиків та алевролітів. Мезозойська еретема представлена відкладами юрської та крейдової систем.

Основні перспективи нафтогазоносності пов'язуються з відкладами кембрію, в розрізі якого в межах Волино-Подільської НГО промислові поклади поки що не виявлені, але зафіксовані численні проявлення вуглеводнів. Так, інтенсивні газопрояви під час буріння спостерігалися у свердловинах Великі Мости-30, Перемишляни-1, Літовеж-1. В останній також були помічені плівки нафти. Підвищений вміст вуглеводневих газів, розчинених у пластових водах, виявлено при випробуванні свердловин Новий Витків-3, В. Мости-30, Лудин-1, Володимирівка-1, Балучин-1, Локачі-17 та 27, Бучач-1, Чернівці-1. В межах Перемишлянської структури, розташованої по відкладах кембрію в ідентичних

структурних умовах, отримали короточасний фонтан горючого газу, який вміщував 85,4% метану.

Прогнозні поклади Тарашанської структури пластові, склепінні, тектонічно екрановані. Вони приурочені до склепінної частини піднятого блоку і обмежуються з південного заходу умовними контурами газоносності, які проведені по останніх замкнутих ізогіпсах перспективних частин розрізу, а з північного сходу екрануються поверхнею поздовжнього скиду. В розрізі кембрію передбачається відкриття двох покладів газу (рис. 41, 42), один з яких на глибинах 1000–1050 м приурочений до покрівлі кембрійського розрізу (стохотська світа), а другий (1250–1300 м) – до пісковиків домінопольської світи в розрізі бережківської серії. При окресленні можливих газоносних інтервалів, визначенні їхніх ефективних товщин, коефіцієнтів пористості та газонасичення враховані результати буріння свердловин 1-Чернівці, 1-Колинківська і 1-, 2-, 3-Перемишляни. Пластовий тиск, поправки на відхилення від закону Бойля-Маріотта та на температуру прийняті, виходячи із прогнозних глибин ймовірних покладів та складу газу Лопушнянського родовища.

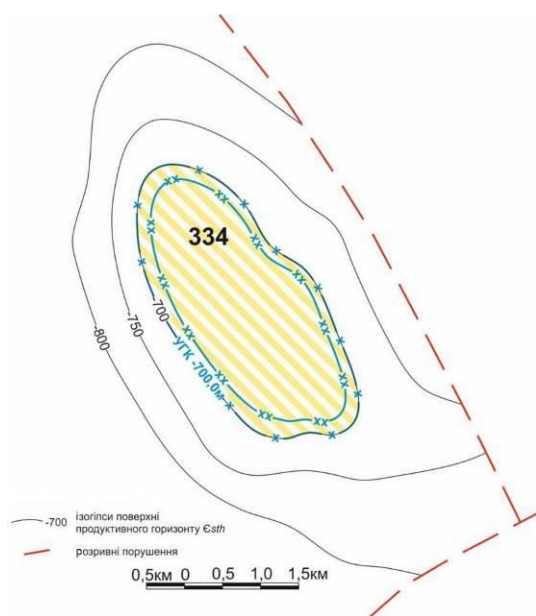


Рис. 41. Структурна карта покрівлі продуктивного горизонту Єsth у відкладах стохотської світи кембрію

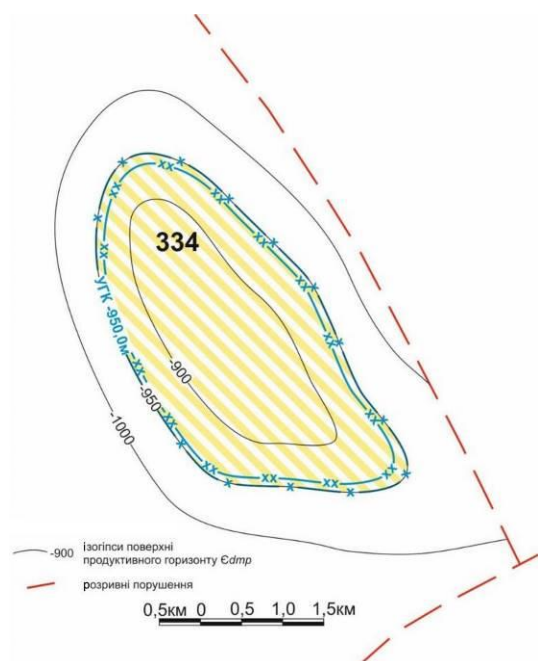


Рис. 42. Структурна карта покрівлі продуктивного горизонту Єdmp у відкладах домінопольської світи кембрію

Оскільки газонасність розрізу пов'язується з пластами пісковиків та алевролітів кембрію, продуктивність яких в межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи на сьогодні не доведена, ресурси газу віднесені до прогнозних (код класу 334).

Результати оцінки ресурсів наведені в таблиці 8.

Таблиця 8

Зведена таблиця підрахунку ресурсів вільного газу Тарашанської структури

Поклад	Зона	Клас запасів	Площа газоносності, тис.м ²	Середня газонасичена товщина, м	Об'єм газонасичених порід, тис.м ³	Коефіцієнт відкритої пористості, ч.од.	Коефіцієнт газонасичення, ч.од.	Початковий пластовий тиск, МПа	Залишковий пластовий тиск, МПа	Поправки, ч.од.		Початкові загальні ресурси пластового газу, тис.м ³
										на температуру пласту	відхилення від закону Бойля-	
Є _{sth}	газова	334	4687	25,0	117175	0,100	0,55	10	0,1	0,97	1,1	673
	міжконт.		1595	12,5	19938	0,100	0,55	10	0,1	0,97	1,1	114
	Всього		6282	21,8	137113							787
Є _{dmp}	газова	334	8150	15,0	122250	0,150	0,60	13	0,1	0,94	1,1	1450
	міжконт.		1111	7,5	8333	0,150	0,60	13	0,1	0,94	1,1	99
	Всього		9261	14,1	130583							1549
Всього		334										2336

5.2. БІЛЬЧЕ-ВОЛИЦЬКИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РАЙОН

5.2.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення

Геологічний розріз Більче-Волицької зони складений відкладами архею, протерозою та палеозою, які з кутовим і стратиграфічним неузгодженням перекриваються утвореннями мезозою (юрсько-крейдовий комплекс) і моласовими відкладами міоцену. Глобальні тектонічні процеси неодноразово призводили до перерв осадконагромадження, які супроводжувалися регіональними розмивами. Найбільш тривалі з них відбувалися в кінці та на початку кайнозою. Більше еродована північно-західна частина прогину, де кайнозойські відклади залягають на розмитій поверхні юри, а юрські – з розмивом перекривають утворення кембрію та рифею. У південно-східній частині неогенові відклади перекривають утворення верхньої крейди, а верхньоярський комплекс незгідно залягає на відкладах девону.

У характеристиці геологічної будови Волино-Подільської нафтогазонасної області детально описана домезозойська частина розрізу, тому основну увагу приділимо відкладам мезозою та неогену.

Відклади мезозойської ератеми в основі Зовнішньої зони Передкарпатського прогину зі значною перервою перекривають давніші породи і представлені юрською і крейдовою системами. На території Польщі в підосві мезозою розкриті прибережно-континентальні утворення тріасу, які в межах України, скоріш за все, розмиті, хоча їхня наявність не заперечується на значних глибинах під Карпатською спорудою.

Відклади юри поширені на всій території українського Передкарпаття, окрім Крукеницької западини та окремих незначних ділянок, які найбільше піддавалися денудації в донеогеновий час. Процеси осадонагромадження теригенно-карбонатної товщі юри пов'язані з утворенням Стрийського юрського прогину, який формувався на частково пенепленізованій складчастій основі палеозою. Найповніше комплекс юри представлений у центральній

частині прогину, де встановлені відклади леясу, догеру і мальму. На окраїнах виявлені тільки породи верхньої юри.

Нижня юра складена комарнівською, борятинською, подолецькою і меденицькою світами. Комарнівська світа, яка умовно датується гетангом, представлена перешаруванням алевролітів, пісковиків та аргілітів. Максимально розкрита її товщина становить 560 м. Борятинська світа складена в основному алевролітами, які згідно залягають на відкладах комарнівської світи і досягають товщини 300 м. Подолецька світа складена ритмічним перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків, іноді вапняків з прошарками ангідриту. В нижній частині переважають аргіліти, а пісковики та вапняки з'являються у верхах світи. Вона згідно перекриває борятинську і умовно датується плінсбахом. Максимальна товщина світи – 1300 м. Меденицька світа залягає на частково розмитих відкладах подолецької світи і представлена пісковиками з проверстками алевролітів, аргілітів та вапняків. За віком мікрофлори датується тоаром. Товщина світи – до 600 м.

Середня юра представлена відкладами коханівської і яворівської світ. Коханівська світа (тоар–бат) залягає згідно на локально розвинутих відкладах меденицької світи і представлена в основному аргілітами з прошарками пісковиків, алевролітів, вапняків та гравелітів. У розрізі трапляються залишки детриту, рідше – відбитки рослин. Товщина світи – до 580 м. В окремих місцях вона перекриває розмиту поверхню подолецької світи. Яворівська світа (келовей) – це пісковики і алевроліти, в нижній частині з проверстками конгломератів і гравелітів, у верхній – вапняків та доломітів. Вона трансгресивно перекриває коханівську світу. Товщина світи біля 100 м.

Верхня юра представлена рифогенним комплексом порід, в якому виокремлюються три регіояруси: рудківський (складений відкладами оксфорду), рава-руський (кімеридж) і нижнівський (титон–беріас). Рудківський регіоярус включає бонівську, рудківську і городоцьку світи. Бонівська світа – це перешарування вапняків і аргілітів. Її товщина досягає 180 м. Рудківська світа представлена біогермними вапняками, які змінюються уламково-

органогенними, глинисто-піскуватими оолітами. У покрівлі світи залягає глинисто-вапняковий горизонт. Товщина світи становить 150 м. Городоцька світа складена алевролітами, аргілітами і вапняками, пісковиками, алевролітами, глинами та гравелітами з відбитками флори, вапняками з прошарками глин, алевролітами, аргілітами, глинами, пісковиками та гравелітами і конгломератами. Товщина світи сягає 200 м.

Рава-Руський регіоярус (кімеридж) включає відклади моранцівської, рава-руської і підлубенської світ. У розрізі моранцівської світи наявні два типи розрізу: вапняки біогермні, доломітизовані та алевритисті і мергелі, товщиною до 400 м; аргіліти і вапняки глинисті та алевритисті товщиною до 480 м. Рава-руська світа складена доломітами з прошарками гіпсів і аргілітів та часто доломітизованими вапняками. Товщина світи – до 450 м. В нижнівському регіоярусі виокремлюються: каролінська, опарська та нижнівська світи, складені вапняками глинистими, алевритистими, піскуватими з прошарками аргілітів, товщина яких досягає 510 м. Опарська світа представлена рифовими та шлейфовими вапняками товщиною до 800 м. Нижнівська світа складена в нижній частині вапняками псевдо-оолітовими та пелітоморфними з горизонтом карбонатної брекчії в підшві і органогенними вапняками, органогенно-уламковими оолітовими, пелітоморфними у верхній частині. Вона поділяється на дві підсвіти. Нижня складається з вапняків світло-сірих чи кремових, переважно псевдо-оолітових і пелітоморфних, місцями перекристалізованих. За рахунок скупчення решток рифових водоростей на окремих ділянках вони переходять у псевдо-оолітово-водорослеві різновиди. В основі розрізу залягає доломітова або вапнякова брекчія сірого, світло-сірого чи білого кольору. Товщина підсвіти – до 200 м. Органічні рештки представлені гастроподами, пелециподами та поодинокими форамініферами. Підсвіта віднесена до титонського ярусу верхньої юри. Верхня підсвіта складена вапняками світло-сірими, кремовими, білими до крейдоподібних пелітоморфними, органогенними, органогенно-уламковими (губковими, водоростевими), оолітовими, місцями кавернозними. До складу підсвіти входять дрібні

біогерми, розташовані переривчастою низкою у смузі, віддаленій на 10–20 км і більше на північний схід від опарського масиву. Товщина – до 200 м. Верхня підсвіта містить велику кількість палеонтологічних решток – коралів, гідроїдних, менше моховаток, криноїдей, гастропод, форамініфер, водоростей та ін.

Відклади крейдової системи розповсюджені по всій території дослідження, окрім ділянок активної донеогенової ерозії, і представлені двома відділами. Нижньокрейдові утворення незгідно залягають на розмитій поверхні верхньої юри і складені теригенною товщею. В північно-західній частині прогину поширені верхньоальбські кварц-глауконітові піски, загальна товщина яких до 34 м. В південно-західному напрямку товщини збільшуються і біля зовнішнього краю алохтону досягають 70 м. В нижній частині вони представлені пісковиками світлими, майже білими, масивними та шаруватими з лінзами гравеліту, мінливі по площі, на окремих ділянках переходять в аргіліти строкатоколірні, буро-сірі, коричневаті, щільні, слабослюдисті, невапнисті, піскуваті. Пісковики від світло- до темно-сірих з зеленкуватими і коричневими відтінками, дрібно-середньо-зернисті, невапнисті, слюдисті, слабозцементовані. Частина пісковиків в розрізі досягає 30–40%. Нижня частина сеноманського ярусу верхньої крейди на північному сході досліджуваної ділянки представлена кварц-глауконітовим пісковиком з жовнами кременю і брекчією з уламків кварцитового пісковика. В центральній та південно-східній частинах Передкарпатського прогину це пісковики з незначними прошарками алевролітів і аргілітів. В поодиноких випадках в основі ярусу трапляються брекчії та конгломерати, що підтверджує перерву в осадконагромадженні між нижньою і верхньою крейдою. Пісковики сірі, світло-сірі, темно-сірі з коричневим і зеленуватим відтінками, слабозцементовані, різнозернисті, в основному, невапнисті. Алевроліти кварцові з кремнисто-гідрослюдистим цементом. Аргіліти строкаті, сірі з буроватим та зеленуватим відтінками, коричневаті, щільні, слабослюдисті, з дзеркалами ковзання. Конгломерати строкатого забарвлення, темно-зелені,

темно-сірі, складені уламками кварцу, кальциту, вапняку. Товщина теригенної пачки сеноману – до 20 м. Вона перекривається шарами іноцерамових вапняків, в основі яких залягає шар вапняку органогенно-детритового, щільного, насиченого жовнами фосфориту. Вище у розрізі вапняк пухкий, зрідка з жовнами фосфориту, з лінзами, складеними уламками фосфоритизованих черепашок, над яким залягають вапняки плиткові, кремуваті, органогенно-детритові без фосфориту. Завершується розріз іноцерамових вапняків попелясто-сірими, плитковими вапняками з лінзочками глини. Товщина іноцерамових верств 4–5 м. Вони є складовою покривки для сеноманського покладу нафти на Лопушнянському родовищі. Вище у розрізі залягають турон-коньякські відклади, в нижній частині яких відзначено крейдоподібні, різною мірою заглинизовані, попелясто-сірі вапняки з прошарками і лінзочками алевролітового матеріалу, які вище у розрізі стають сніжно-білими. Над ними залягають заглинизовані сірі вапняки з прошарками мергелів світло-сірих, піщаних з органічними залишками. Товщина турон-коньякської товщі на території досліджень – 100–250 м. Породи сантон-кампанського комплексу в південно-східній частині прогину завершують мезозойський розріз і представлені зеленувато-сірими мергелями і світло-коричневими та зеленуватими вапняками з прошарками дрібнозернистого пісковика і аргіліту. В мергелях трапляються пропластки глини. У центральній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину в мергелистому розрізі сенону широко розвинуті верстви збагачених карбонатним матеріалом пісковиків. Товщина комплексу – від перших десятків метрів до 150 м. На північному сході прогину епізодично з'являються відклади маастрихтського ярусу. Вони приурочені до ділянок, найменш вражених доміоценовою ерозією, і складені піскуватими мергелями прибережного мілководдя. Максимальні товщини складають 160 м.

У ранньому міоцені осадконагромадження проходило в умовах швидкого прогинання та інтенсивного розмиву суміжних ділянок краю платформи на сході і зростаючої гірської споруди Карпат на південному-заході. Про це свідчить характер і склад відкладів, що являють собою типові моласи

передгірських прогинів, які поєднуються з евапоритовими формаціями.

Кайнозойська частина розрізу починається відкладами карпату. Їхня товщина дуже мінлива, що зумовлено ерозійною формою докайнозойського рельєфу і складає від 20 м до 180 м. Вони представлені чергуванням пісковиків з пропластками піщаних глин і детритових мергелів. Пісковики кварц-глауконітові, зеленувато-сірі, ясно-сірі, подекуди темно-зелені чи темно-бурі, дрібнозернисті і різнозернисті, тонкослюдисті. Вони часто слабозцементовані і містять біокластичний матеріал. Подекуди трапляється вапняковий конгломерат.

В середньому міоцені відклади накопичувалися у більш спокійних умовах морського басейну, води якого покривали значну частину Волино-Поділля, увесь Передкарпатський прогин і місцями навіть область Складчастих Карпат. Середньоміоценовий комплекс порід представлений баденським регіоярусом, який розчленовується на три світи: богородчанську (нижній баден), тираську (середній баден) і косівську (верхній баден). Богородчанська світа переважно складена сіро-зеленими мергелями, крейдяними глинами з прошарками зеленувато-сірих пісковиків і кислих туфів. Загальна товщина світи на північному-заході Більче-Волицької зони складає 30–40 м, на південному-сході відзначається збільшення товщини в ерозійних врізах до 80–100 м. У бік платформи одночасно зі зменшенням товщини світи спостерігається збільшення піскуватості розрізу, з'являються літотамнієві утворення. У межах розвитку “нижніх молас” алохтонну богородчанська світа розповсюджена окремими лінзами на відкладах стебницької світи з перервою і кутовим неузгодженням.

Відклади тираської світи широко розвинуті на південно-східній окраїні платформи, в межах Передкарпатського прогину і частково спостерігаються в Самбірському покриві. Світа складена, в основному, гіпсами і ангідритами з прошарками глин і пачок солей. У складі світи головну роль відіграють сульфат-карбонатні, сульфатні і сульфат-хлоридні відклади. Їхня товщина і літологічний склад латерально дуже змінюються. Встановлена послідовна

закономірна зміна літофацій з платформи у бік гірської споруди. Теригенні осадки поступаються місцем теригенно-карбонатним і карбонатним, а в південно-східній частині басейну замінюються сульфатними і соленосними породами. Середні товщини світи коливаються в межах 10–40 м, дещо збільшуючись в південно-східному напрямі. Гіпсо-ангідритовий горизонт тираської світи – основний реперний горизонт Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Розріз косівської світи складений темно-сірими глинами і аргілітами з прошарками світло-сірих пісковиків і туфітів. Пісковики різнозернисті, в значній кількості вміщують органічні залишки у вигляді фрагментів черепашок і форамініфер, спікул губок кремнистого складу і уламків водоростей. Кластичний матеріал представлений зернами кварцу (97%), польового шпату і глауконіту. Цемент складає 50% від всієї маси породи і представлений крейджано-глинистим матеріалом. Глини слюдисті, крейджані, піщані з включеннями перевідкладених уламків мергелів і алевролітів. Максимально поширена косівська світа в південно-східній частині прогину, де її товщини досягають 2000 м, в північно-східній крайовій частині рідко перевищують 10–20 м. Розріз косівської світи розчленований на нижню піщанисту товщу, в якій пісковики переважають над глинами, і верхню піщано-глинисту, в якій пісковики мають підпорядковане значення.

На крайньому південному сході прогину косівська світа перекривається товщею глин (до 100 м) з прошарками різнозернистих пісків і пісковиків, гравелітів та конгломератів, утворених на алювіальних конусах виносу і сильно опріснених водоймах. Ці відклади відповідають бугловським верствам і стратиграфічна належність їх визначається перехідним часом від верхів бадену до низів сармату. На північному заході прогину відклади верхнього бадену складені малопотужним перешаруванням аргілітів і алевролітів з пропластками туфітового матеріалу. Їх товщина тут не перевищує перших десятків метрів і поступово зменшується у бік платформи. Виняток становлять ділянки активної денудації донеогенової основи (Ходорівська система палеоврізів і Крукеницька

западина), в межах яких вона досягає 100 м і більше.

Неогеновий комплекс на українській території Зовнішньої зони прогину завершується сарматський регіоюрусом, представленим товщею піщано-глинистих порід дашавської світи. В центральній і північно-західній частинах прогину він складається з утворень ритмічно-шаруватої піщано-глинистої товщі (від 600–700 м до 4000–5000 м), а на південному сході представлений теригенно-вугленосною товщею (до 500–700 м) і малопотужною (25–30 м) вапняково-піщаною пачкою, яка збереглася від розмиву тільки на підвищених ділянках сучасного рельєфу.

Незважаючи на достатню палеонтологічну охарактеризованість сарматських відкладів, їх нижня границя поки залишається суперечливою, оскільки по-різному трактується вікова належність описаних вище бугловських верств, а також горизонтів НД-16, НД-17 в межах Крукеницької западини.

В розрізі дашавської світи за характером відкладів розрізняються чотири стратиграфічні одиниці (ритмосерії). Перша об'єднує горизонти НД-10÷НД-17, друга – НД-1÷НД-3, третя – ВД-6÷ВД-14 і четверта – ВД-5÷ВД-1. Вони задовільно корелюються по площі, а в зонах малорозчленованого донеогенового фундаменту справляють враження флішоїдних відкладів. Окремі горизонти (НД-13, НД-9, НД-3) завдяки швидкій зміні літологічного складу по вертикалі та достатній витриманості за площею виконують роль сейсмічних реперів.

В утворенні складнопобудованої структури донеогенової основи Передкарпатського прогину, зокрема її мезозойської частини, значну роль зіграли тектонічні процеси альпійської складчастості. Вони вважаються основними чинниками утворення сучасного структурного плану.

Початок формування альпійських структурних форм автохтону Передкарпаття характеризується спокійним режимом квазіплатформної стадії. Тріасовий етап завершується значним підняттям і денудацією порід. На початку юри починає формуватися Стрийський прогин, основу якого складають нижньо- та середньоюрський комплекси. У середній юрі відбувається загальне

поглиблення басейну та розширення його меж. Саме тоді активізувалися тектонічні процеси, що зумовили формування крутих складок і короткочасну регресію моря. На це вказує перерва в осадонагромадженні наприкінці середньої юри та значні кути падіння нижньо-середньояурських порід, зафіксовані у свердловинах Летнянської, Каролінської, Нікловицької, Макунівської, Яворівської, Підлубенської та ін. площ, де вони досягають 90° (св. 2-Кароліно, 1-Росівська). На краю платформи це привело до утворення глибоких врізів внаслідок інтенсивного розмиву в кінці батського – на початку келловейського віків. Північно-східніше відклади нижньої та середньої юри практично відсутні.

В келловей-оксфордський час відновлюється регіональна трансгресія. На різновіковій розмитій поверхні відкладаються теригенні відклади яворівської світи, які перекриваються оксфорд-титонським рифогенним комплексом. Він формувався на краю мілководного шельфу і складений біогермами оксфорд-кімериджу (рудківська світа, нижньоопарська підсвіта) та бар'єрного рифу титон-берріасу (верхньо-опарська підсвіта). У бік платформи вони заміщуються зарифовими утвореннями городоцької (оксфорд), підлубенської і рава-руської (нижній кімеридж), нижнівської (верхній кімеридж-середній титон) та буківненської світ (верхній титон-нижній валанжин). В межах поширення зарифових фацій не виключене формування локальних біогермів, що підтверджується мікрофауністичними матеріалами керна свердловин. На південний захід, в сторону відкритого моря, нагромаджувалися глинисто-карбонатні передрифові відклади бонівської, моранцівської і каролінської світ. На межі пізньояурського і ранньокрейдowego часу відбулися тектонічні рухи, які сприяли зародженню Карпатського флішового трогу. В західній частині нагромаджувалися теригенні відклади ставчанської світи неокому, товщина яких зростає на південний захід до 200 м. Поява в її розрізі грубоуламкового матеріалу дає змогу припустити близькись до прибортової частини прогину, чи, скоріш за все, зумовлена зародженням кіммерійських складчастих дислокацій, які згодом мігрували в бік платформи. Вони формують насуви північно-

західного простягання, фронтальні лінії яких контролювалися розривними дислокаціями давнішого закладення (Краковецьким, Судово-Вишнянським, Городоцьким). В північно-східному напрямку крутизна площин насувів зменшується майже до горизонтального положення, їхня амплітуда може перевищувати кілька кілометрів. Відчутну роль в утворенні структурних елементів юрського комплексу порід відігравала успадкованість палеогеоморфологічних особливостей поверхні палеозою та післяюрські тектонічні перетворення, пов'язані з наступними фазами складчастості. За тектонічними та літофаціальними особливостями виокремлюються три зони – Краковецька, Судово-Вишнянська і Підлубенська. Перша характеризується найбільшою дислокованоїстю, про яку можна судити за значною зім'ятістю порід в зоні Краковецького розлому на території України та в межах Свєнтокшиських гір і невеликих ерозійних останців на території Польщі. В межах України донеогенова основа Крукеницької западини представлена метаморфізованими відкладами рифею, а поява молодших утворень палеозою та мезозою прогнозується на значних глибинах південно-західніше, під покровом алохтону. Менш дислокований юрський комплекс в межах Судово-Вишнянської зони. Це зумовлено збільшенням відстані від зони активної складчастості. Крім того, Краковецький розлом міг відігравати роль тектонічного бар'єру. Не виключено, що одним із чинників згасання дислокацій міг служити літофаціальний, пов'язаний з розвитком поздовжніх рифогенних масивів у верхньоюрський час. Для Підлубенської зони характерні похилі насуви з горизонтальними зміщеннями до 2,5 км.

Детальне дослідження впливу тектонічних факторів на формування структурного плану юрського комплексу порід утруднене тим, що на окремих ділянках Зовнішньої зони прогину основні корелятивні горизонти, приурочені до нижнівської, рава-руської і сокальської світ верхньої юри, розмивалися підчас довготривалих перерв в осадконагромадженні. В межах Крукеницької западини та найбільш денудованих притальвегових частинах донеогенових палеоврізів вони повністю відсутні, а на значній території північно-західної

частини неогенового Передкарпатського прогину виступають у вигляді різних за розмірами ерозійних останців.

Ранньокрейдові прогинання крайової частини платформи були незначними і, в основному, успадкували юрський структурний план. Кінець кімерійської складчастості характеризується загальним підняттям території, відступанням моря з платформи і корінною перебудовою структурного плану. З кінця альбського віку окраїна платформи втягується в загальне регіональне опускання, утворюється Львівсько-Люблінська западина, яка на південному сході позначилася Красноільською зоною контрастного прогинання.

З коньякського часу починається загальне піднімання Східноєвропейської платформи зі зміщенням морського басейну до краю плити. Одночасно спостерігається подальше контрастне заглиблення Львівської і Красноільської депресій. Пасивні коливальні рухи позначилися локальними фаціальними змінами та короткотривалими перервами в осадконагромадженні.

Верхньокрейдовий комплекс відкладався на різного ступеня еродованій поверхні кімерід, повторюючи її основні тектонічні і палеогеоморфологічні елементи. В його структурному плані проявилися три значні за розмірами захоронені палеодолини (Верещицька, Тлумацька і Сторожинецька), які надалі відіграли важливу роль у формуванні донеогенового палеорельєфу.

Наприкінці маастрихтського часу область платформових прогинань зміщується далеко на північ. Прояви ларамійського орогенезу позначилися загальним підняттям території в межах Свентокшиських гір та завершенням формування Львівсько-Люблінської западини. Вони підтверджуються значним кутовим неузгодженням між відкладами маастрихтського і датського ярусів в межах Львівсько-Люблінської западини на території Польщі та повною відсутністю порід датського ярусу на території України.

На рубежі крейди–палеогену седиментаційний режим на краю платформи суттєво не змінився, лише намітилася диференціація флішового трогу, що в еоценовий час призвело до появи вузьких витягнутих фаціальних зон.

В еоцені відбувається незначне прогинання краю платформи, яке

завершується проникненням мілководного басейну в її межі. В олігоценовий час море покривало тільки південь платформи, де на той час проявлялося незначне опускання. На рубежі олігоцен-міоцену у флішовій зоні відбувалися висхідні тектонічні рухи з утворенням компенсаційного прогину, який заповнювався потужною товщею лагунно-морських відкладів (нижні моласи).

Окраїна платформи протягом тривалого часу від кінця маастріхту до нижнього бадену піддавалась активній денудації. Починаючи з нижнього бадену, вона втягується у прогинання, що супроводжувалося нагромадженням потужного баден-сарматського комплексу. Судячи з характеру захороненої донеогенової ерозійної поверхні, якій притаманні вузькі каньйоноподібні ерозійні врізи, напрошується висновок про те, що нижньобаденська трансгресія у геохронологічному відношенні відбувалася миттєво. Надалі тектонічні рухи поступово зменшувались і мали коливальний характер. На початку верхнього бадену активніше опускалася південно-східна частина Зовнішньої зони прогину, а упродовж сармату – північно-західна. Відносна тектонічна стабільність наступила наприкінці нижнього сармату, тому ці відклади в межах прогину більше нагадують флішові.

Пізніше відклади нижніх молас були втягнуті в насувні процеси, а баден-сарматський комплекс північно-східної частини прогину автохтонно залягає на еродованій основі, утворюючи акомформні структури огортання часто ускладнені розривними порушеннями, в тому числі і гравітаційного походження, які вверх у розрізі поступово компенсуються процесами седиментації.

Сучасний структурний план північно-східної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину характеризується пологим регіональним нахилом в сторону Карпат, в межах якого виявляються елементи докайнозойської ерозійної палеосистеми, а у перекритій алохтонними відкладами південно-західній частині спостерігається інтенсивне занурення у бік Карпат. На його фоні сейсмічними дослідженнями та глибоким бурінням виявлений цілий ряд скидів та флексур як регіонального, так і локального характеру. Їхня амплітуда

зростає з наближенням до Карпатської споруди.

У структурному плані донеогенової основи виокремлені системи палеоврізів, зумовлені субсеквентними і консеквентними потоками. Вони фіксуються сейсмічними дослідженнями та підтверджені глибоким бурінням. Перші орієнтовані вздовж платформового облямування і сформовані в зонах поздовжніх розривних дислокацій (Краковецької, Калуської, Городоцької та ін.), другі – транскарпатського простягання, пов'язані з поперечною блоковою будовою доальпійського ложа. Найбільш виражені у палеорельєфі донеогенової поверхні Коломийська та Ходорівська системи палеоврізів. Для них характерні круті схили (до 40^0), значні глибини врізів у середніх та нижніх течіях (1000 м і більше). У притальвегових частинах центральних палеорусел, спрямованих у бік Карпатської споруди, на донеогенову поверхню виходять відклади юри та палеозою. На південний захід вони занурюються під відклади алохтону.

Інші системи палеоврізів на українському Передкарпатті представлені своїми північно-східними витоками. В центральній та південно-східній частинах Зовнішньої зони прогину вони частково зрізані регіональними насувами чи глибоко опущені по високоамплітудних скидах під Карпатську споруду. В північно-західній частині Зовнішньої зони палеоврізи зі значними кутами нахилу врізаються у Крукеницьку западину.

Недовивчена сейсмічними дослідженнями та глибоким бурінням опущена частина Зовнішньої зони прогину – Крукеницька западина – відрізняється від підвищеного (північно-східного) мегаблока значними глибинами залягання донеогенової основи, товщиною баден-сарматської теригенної товщі, а також відсутністю під автохтонними утвореннями неогену порід палеозою на території України та Польщі. В межах України пробурені близько двох десятків свердловин, які повністю пройшли неогеновий комплекс, зустрівши підстилаючі рифейські відклади, представлені філітизованими сланцями з прошарками дрібнозернистих кварцитів.

Механізм формування Крукеницької западини до кінця не вивчений. Вона орієнтована під кутом 30° до Карпатського простягання, у північно-

східній частині відклади сармату виходять на денну поверхню, а південно-західніше перекриті алохтонними утвореннями Самбірської зони і Карпат. За уявленнями окремих дослідників у ранньоміоценовий час в межах Сандомир-Добруджанського пасма по тектонічних розломах були підняті окремі блоки, які слугували джерелом постачання строкатого грубоуламкового матеріалу для нагромадження нижньоміоценових конгломератів. Зона Краковецького розлому ще в палеозойський час відділяла складчасті верхньопротерозойські верстви від області розвитку менш дислокованих нижньопалеозойських товщ. Надалі вони розвивались як успадковані тектонічні елементи, а на окремих незначних проміжках геологічного часу могли відбуватись інверсійні рухи, які зумовили регіональне розмивання мезозойських відкладів у південно-західних частинах Стрийського юрського прогину та Львівсько-Люблінської крейдової мульди.

Протилежна думка зводиться до того, що в межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину в добаденський час існувала регіональна ерозійна палеосистема. Роль основного русла відігравала Крукеницька палеоріка, долина якої була максимально еродована.

Питання нафтогазоносності у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину цілеспрямовано вивчається з початку 40-х років минулого століття. Натепер відомі 67 родовищ вуглеводнів, з них: 3 – Рудківське, Угерське, Більче-Волицьке – з запасами понад 30 млрд м³, 5 – Хідновицьке, Садковицьке, Залужанське, Дашавське, Летнянське – із запасами від 10 млрд м³ до 30 млрд м³, 1 – з запасами до 10 млрд м³, 8 – з запасами від 2 млрд м³ до 5 млрд м³, решта – родовища із запасами менше 2 млрд м³. В північно-західній частині Зовнішньої зони прогину в карпат-юрських відкладах на Коханівському, Вишнянському, Вижомлянському і Орховицькому родовищах виявлені поклади важкої нафти, на Лопушнянському родовищі в південно-східній частині відкриті три поклади нафти з розчиненим газом в палеогенових (еоцен), крейдових (альб-сеноман) і юрських (титон) відкладах, на решті родовищ – поклади газові та газоконденсатні, приурочені до порід-колекторів мезозою, карпату, бадену і сармату

За літолого-фаціальними та структурними особливостями в геологічному розрізі Зовнішньої зони прогину розрізняється п'ять регіональних нафтогазоносних комплексів. Три з них (верхньоюрський, нижньокрейдово-сеноманський, сенонський) приурочені до відкладів мезозою і два (карпат-нижньобаденський і верхньобаден-сарматський) – до відкладів міоцену.

Верхньоюрський комплекс пов'язаний з біогермними спорудами та зарифовими моласами, які в більшості випадків утворюють єдині гідродинамічні резервуари з перекриваючими пісковиками карпату через відсутність між ними витриманої по площі покритишки (Коханівське, Орховицьке, Вишнянське, Рудківське родовища). Самостійні поклади вуглеводнів відкриті тільки на Лопушнянському і Лугівському родовищах, де малопотужною пачкою щільних вапняків вони гідродинамічно відокремлені від вищезалягаючого нижньокрейдово-сеноманського теригенного комплексу.

Верхньоюрські відклади продуктивні у всьому розрізі, від оксфорду до титону. Карбонатні породи-колектори нижнівської світи представлені двома пачками: нижня – мікрозернистими вапняками з детритом, а верхня – грудкуватими. Колектори нижньої частини розрізу представлені білими, зрідка сірими, дрібнокавернозними, крихкими вапняками з багатьма різноорієнтованими тріщинами, як правило, без будь-яких домішок і відзначаються значним структурним і текстурним різноманіттям. В основному, це візерунково порово-кавернозна текстура з численними тонкими тріщинами. Рідше спостерігаються відносно великі відокремлені каверни (до 0,5 мм). Мікроскопічно пористість можна оцінити на різних ділянках від 5% до 10–20%. Крім цього, вся порода посічена багатьма прямолінійними різноорієнтованими тріщинами шириною до 0,02–0,05 мм, які заліковані мікрозернистим крустифікаційним кальцитом. Кількість органогенного матеріалу досягає 5–15%.

Вони перекриваються білими, тріщинуватими дрібно-мікро-криптозернистими водоростевими вапняками. Будова порожнинного простору складна, утворена порами, кавернами і тріщинами. Розмір пор та каверн досягає 5 мм, їх форма в основному неправильна, рідше – ізометрична або подовгаста.

Під мікроскопом видно сполучні канали з постійним перетином – від $5\text{--}10\cdot 10^{-3}$ мкм до $30\cdot 10^{-3}$ мкм і більше.

Відкриті тріщини характеризуються різноспрямованим орієнтуванням з розкриттям $5\text{--}20$ мкм, вони перетинають пори і тріщини та є сполучними каналами. Другорядну роль відіграють порожнини, пов'язані зі стилітовими швами. Тріщинуватість властива нижній частині верхньої пачки, вверх за розрізом вона поступово згасає.

Нижня межа відкритої пористості для обох пачок вапняків складає $5,7\%$. Як показують аналізи кернавого матеріалу, відкрита пористість карбонатних колекторів коливається від $0,5\%$ до 25% , проникність – від $0,01\cdot 10^{-3}\text{мкм}^2$ до $600\cdot 10^{-3}\text{мкм}^2$. Другий тип карбонатних порід-колекторів характерний для опарської світи. Вона поділена на дві підсвіти – нижню (біогермні споруди кімериджу) та верхню (рифовий комплекс титон-беріасу).

Нижня підсвіта складена вапняками, які переходять у алевритисті мергелі, з прошарками кремнистих вапняків, алевритових аргілітів, кварцових алевролітів, вапнякових гравелітів і доломітів. У різних частинах розрізу зафіксовані відклади губкових біогермів товщиною від 10 м до 70 м. Вапняки мікритові, біомікритові, біоморфні, в різній мірі глинисті й алевритисті, здебільшого масивні, місцями брекчієподібні, ділянками доломітизовані або окременілі, деколи перекристалізовані, тріщинуваті, розсічені стилітовими швами, містять вкраплення і лінзи кристалічного кальциту, подекуди зерна кварцу і глауконіту.

Верхня підсвіта (титон–нижній беріас) складається з відкладів похованого бар'єрного рифу та прилеглих до нього ділянок рифового шлейфу. Рифове тіло складене вапняками світлими, масивними, переважно нешаруватими біоморфними, біокластичними, мікритовими, брекчієвидними, подекуди доломітизованими, з незначним вмістом теригенного матеріалу. Рифовий шлейф складають вапняки – біогермні, біокластичні та онколітові.

Верхня частина опарської світи сильно розмита, часто закарстована і перекривається утвореннями міоцену. Колекторські властивості детально

вивчені на Рудківському, Летнянському і Гаївському газоконденсатних родовищах. Колектори порово-тріщинно-кавернозного типу, не витримані по площі та в розрізі. Відкрита пористість змінюється від 1,3% до 28,4%, проникність – від $0,001 \times 10^{-3}$ мкм² до $26,0 \times 10^{-3}$ мкм².

Вапняки оксфорду представлені біогермними утвореннями рудківської світи і виявлені в смузі шириною до 20 км, яка простягається на південний схід від Підлубенської до Північно-Мединицької структури. Вапняки часто брекчієподібні, доломітизовані, в нижній частині піскуваті з глауконітом. У середній частині вапняки біокластичні, брекчієподібні, місцями глинисті.

Верхня пачка біогермних утворень представлена вапняками з прошарками вапнякових конгломератів. Вапняки онколітові, мікритові, біокластичні, часто брекчієподібні. У нижній частині переважає поровий тип колектора, а у верхній – тріщинно-кавернозний.

Коефіцієнт відкритої пористості змінюється від 0,04 % до 0,161 %, проникність знаходиться в межах $0,5-137 \times 10^{-3}$ мкм². На ділянках між біогермами розріз складений вапняками з прошарками брекчій та щільних алевролітів. Товщини біогермних тіл – 65–140 м.

Внаслідок того, що протягом мезо-кайнозою значна територія Зовнішньої зони Передкарпатського прогину неодноразово піддавалася процесам денудації, найбільш активні з яких припадають на початок неогену, поверхня верхньої юри на обширних ділянках прогину перекривається зі стратиграфічним і кутовим неузгодженням відкладами різних стратиграфічних підрозділів, від неокому нижньої крейди до нижньосарматських міоцену, а в окремих місцях, приурочених до сучасної річкової системи, вони виходять на денну поверхню. Це зумовило різновіковість порід-покришок для верхньоюрських резервуарів. Фізико-літологічні властивості покривельної частини титон-беріасу, де вони представлені вапняками сірими, темно-сірими, щільними, міцними з тонкими пропластками щільних, міцних, темно-сірих аргілітів, дозволили значною мірою зберегти екранувальні властивості згаданої пачки. В межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину її товщина

складає від перших одиниць до 15–20 м і характеризується позірними опорами від 150 Ом·м до 400 Ом·м, від’ємними аномаліями кривої спонтанної поляризації і низькими значеннями природної радіоактивності (до 3,0 мкР/год). Вище у розрізі, в підшві нижньої крейди, залягає витримана по площі глинисто-алевролітова пачка, яка теж може відігравати роль надійної покритишки для вуглеводнів. Вона складена сірувато-чорними, іноді з бурим відтінком, глинами з прошарками глинистих і алевролітових мергелів. Вгору в розрізі глини поступово заміщуються піщано-алевролітовими утвореннями апт-альбу.

У північно-західній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, де верхня частина юри та відклади крейди розмиті, роль покритишки відіграють непроникні верстви міоцену, зокрема, баранівські верстви, гіпсоангідритовий горизонт та пачка глин у нижній частині косівської світи, що перешаровуються з пропластками непроникних туфів і туфітів. Загальна товщина баденської покритишки на Рудківському газовому родовищі становить від 30 м до 60–70 м.

На еродованій поверхні юрських біогермних побудов можуть залягати високопористі глауконітові пісковики карпату, які утворюють з юрськими відкладами єдині гідродинамічні системи, що встановлено на родовищах Рудківське, Угерське, Південноугерське, Орховицьке, Верещицьке, Летнянське, Гаївське, Турабівське, Східнодовгівське та ін.

Через значні загальні товщини порід-колекторів верхньоюрського карбонатного комплексу та відсутність витриманих по площі непроникних верств у середині верхньої юри, всі відкриті на сьогодні поклади вуглеводнів масивні чи масивно-пластові. Юрський поклад легкої нафти Лопушнянського родовища, а також поклади газу всієї Зовнішньої зони прогину характеризуються 100%-ним заповненням пасток. Виняток становлять скупчення важких нафт і бітумів північно-західної ділянки (Коханівське, Орховицьке, Вижомлянське, Вишнянське та інші родовища), де значну роль в їх збереженні відіграли процеси бітумізації.

У межах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину поклади вуглеводнів у карбонатних відкладах юри відкриті на глибинах від 1300 м на

Коханівському і Рудківському родовищах до 4400 м на Лопушнянському. Початковий пластовий тиск в північно-західній частині прогину близький до гідростатичного. Так, на родовищі Рудки, на глибині газо-водяного контакту 1500 м, він склав 14,33 МПа, а на Коханівському родовищі, заміряний на глибині 1135 м, він дорівнював 11,1 МПа. Це вказує на те, що верхньоярський карбонатний резервуар у регіональному плані утворює єдину гідродинамічну систему з перекриваючою його теригенною товщею неогену, де аномальність пластового тиску до глибини 1500 м відсутня. Наближеність пластового тиску до гідростатичного, найімовірніше, пов'язана зі значною опрісненістю пластових вод в північно-західній частині прогину.

У межах юрського покладу на Лопушнянському нафтовому родовищі пластовий тиск у свердловині 4-Лопушна на глибині 4442 м склав 73,8 МПа, коефіцієнт аномальності на рівні визначення гідростатичного тиску +750м складає 1,8. Це підтверджує гідродинамічну закритість мезозойського комплексу. Додатковим підтвердженням цього є висока мінералізація та метаморфізація пластових вод: густина пластових вод складає 1220 кг/м³, мінералізація розсолів перевищує 300 г/літр.

Пластова температура в межах водо-нафтового контакту складає 102–109 °С. В північно-західній частині Зовнішньої зони прогину пластова температура на глибині 1300 м складає 57–61 °С.

Другий продуктивний комплекс пов'язаний з відкладами нижньої крейди та сеноману, між якими існує гідродинамічний зв'язок, що встановлено на Лопушнянському родовищі.

Серед порід нижньої крейди потенційними колекторами є пісковики і алевроліти альбського віку, які є сукупністю гранулометрично близьких порід. Вони плавно переходять одна в одну через дрібнозернистий пісковик до грубозернистого алевроліту. На 80–85 % псамітові породи складені частково обкатаними зернами кварциту, часто кородованими.

Фізичні властивості порід-колекторів детально вивчалися за керновим матеріалом, відібраним у свердловинах Лопушнянського родовища та на

прилеглих ділянках. Середнє значення пористості тут складає 11,6 % за граничного значення 7,5 %; проникності – $9,1 \times 10^{-3}$ мкм². Над породами-колекторами в покрівлі альбського ярусу залягає пропласток глини товщиною до 2 м, який не витриманий по площі і не може слугувати покришкою для нижньокрейдових покладів.

Розріз сеноманського ярусу починається пластами конгломератів і гравелітів товщиною 0,8–4,0 м. Конгломерати слабовираженої строкатості. Уламки складені кварцом, кальцитом, вапняком, темно-зеленими філітами. Цемент піщано-глинистий, іноді вапнистий.

Гравеліти строкатого забарвлення, складені з обкатаних та напівобкатаних зерен кварцу розміром до 5 мм, філітів та інших складових. Породи середньо-дрібноуламкові, піщані, поліміктові, глауконітові. Цемент піщано-глинистий, подекуди залізистий або вторинно-доломітовий.

Вище у розрізі залягає пачка пісковиків середньодрібнозернистих, кварцових з домішками глауконіту. Пісковики масивні або з гніздоподібною текстурою, подекуди тріщинуваті. Кількість розсіяної глинистої речовини, за незначним винятком, не перевищує 10 %. Відкрита пористість пісковиків змінюється від 3 до 30 %. Граничне значення пористості, прийняте на Лопушнянському родовищі, складає 7 %. Проникність змінюється від 10×10^{-3} мкм² до 900×10^{-3} мкм². Значну роль в колекторських властивостях порід сеноманського ярусу відводиться тріщинуватості (літогенетичній та тектонічній). Літогенетичні тріщини приурочені до поверхонь нашарування, тектонічні тріщини – субвертикального напрямку, стінки в них зубчаті зі слідами відриву.

Породами-покришками для альб-сеноманської частини розрізу слугують іноцерамові щільні вапняки сеноману та заглинизовані вапняки турону. В розрізі туронських відкладів, представлених, в основному, карбонатним матеріалом, різною мірою заглинизованим, потенційних колекторів на цей час не виявлено. Вони можуть слугувати доповненням до надійної карбонатної покришки.

Поклади вуглеводнів, пов'язані з цим комплексом, відкриті поки що тільки на Лопушнянському родовищі, де вони через порівняно невеликі загальні товщини нижньої крейди і теригенної частини сеноману (50–70 м) та його шарувату текстуру пластові тектонічно та стратиграфічно екрановані. Тектонічне екранування здійснюється підкидо-насувом амплітудою біля 150 м, який зафіксований у свердловинах 4-Лопушна і 1-Бісків. Стратиграфічним екраном для покладу слугує неузгодження, уздовж якого нижньокрейдово-сеноманські породи-колектори контактують з глинистою пачкою нижнього бадену. Термобаричні умови споріднені з вище описаними у верхньоюрському продуктивному комплексі.

Сенонський комплекс продуктивний на багатьох родовищах центральної частини Зовнішньої зони прогину (Більче-Волицьке, Меденицьке, Угерське, Південно-Угерське, Південно-Грабинське, Летнянське, Грудівське, Верещицьке, Крехівське родовища). Він зі стратиграфічним неузгодженням перекривається пісковиками карпату, часто утворюючи з ним єдині гідродинамічні системи. Цей комплекс характеризується значними товщинами порід-колекторів, що перешаровуються з підпорядкованою частиною непроникних верств глин та мергелів, не витриманих по площі і розрізу, тому поклади вуглеводнів тут масивного та масивно-пластового типів.

Відомі родовища вуглеводнів, де високопористі підгіпсові теригенні породи кайнозою утворюють самостійні природні резервуари (Глинківське, нижній баден; Лопушнянське, палеоген-неоген), тому ці відклади склали окремий (четвертий) продуктивний комплекс, де загальні і ефективні товщини, колекторські властивості, а також структурні особливості покладів перебувають у прямій залежності від палеогеоморфологічних особливостей донеогенової еродованої поверхні. Поклади вуглеводнів пластові склепінні літологічно обмежені.

В окремих випадках до порід-колекторів можуть належати каверно-порові різновиди тираської світи (Турабівське, Малогорожанське, Рубанівське, Гаївське родовища), хоча в регіональному відношенні вони відіграють роль

надійної покритишки. Пористість кавернозних порід-колекторів сягає 20 % і більше. Відкриті поклади вуглеводнів пластові літологічно обмежені, в окремих випадках – тектонічно екрановані.

Надгіпсовий верхньобаден-сарматський газonosний комплекс поширений на всій території Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, окрім ділянок, де він зрізаний утвореннями алохтону. Приурочені до нього родовища газу відкриті по всій протяжності автохтонної частини прогину як на території України, так і за її межами. Це найбільш детально вивчений щодо нафтогазосності комплекс і сьогодні на його долю припадає 68% промислових запасів вуглеводнів. І у тектонічному, і у літолого-фаціальному відношенні він є єдиним регіональним об'єктом пошуків і розвідки, де окремі продуктивні горизонти характеризуються спорідненими критеріями формування вуглеводневих пасток.

Верхньобаденські теригенні відклади продуктивні в південно-східній частині Зовнішньої зони Предкарпатського прогину. Тут вони досягають загальної товщини більше двох кілометрів. Видобуток газу на Косівському газовому родовищі проводиться з 1958 р. Його структурна форма була закартована ще в 1925–1926 рр. На сьогодні відкрито 13 родовищ газу, що різною мірою пов'язані зі структурою Коломийської системи палеоврізів. В нижній частині косівської світи виявлені структури облягання, які характерні для всієї Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. З ними пов'язані невеликі поклади газу на Гуцулівському, Красноільському, Шереметівському та інших родовищах. Для них характерна значна літологічна мінливість по площі. Кондиційні породи-колектори, які простягаються вздовж схилів палеорельєфу на невеликих віддальх (500–700 м), перетворюються в піщано-алевролітисті різновиди і поступово переходять у непроникні верстви.

Вище у розрізі на більшій частині Коломийської палеодолини залягає піщано-алевритиста пачка, загальна товщина якої контролюється глибиною палеоврізів. Вона є основним продуктивним горизонтом, а кількість покладів залежить від ступеня літологічної розчленованості, позаяк між верствами

пісковиків залягають глинисті пропластки, що можуть послужити локальними покришками. Кількість покладів газу в цій частині зростає від одного на північному сході (Черемхівсько-Струпківське родовище) до чотирьох на південному заході (родовище Шереметівське). Основна частина покладів – пластові склепінні, пов’язані з локальними підняттями, що утворилися на завершальній стадії компенсаційного осадконагромадження, тому їхня структурна форма часто не відповідає геоморфології тираської світи як основного сейсмічного репера, що у значній мірі прив’язаний до структур донеогенової основи. Як правило, вони утворюються на схилах доміоценових ерозійних палеовиступів і пов’язані з формуванням піщаних тіл, зумовлених енергетичними властивостями підводних течій. Прикладом таких родовищ можуть бути Черемхівсько-Струпківське та Старобогородчанське в північно-східній частині Коломийської системи палеоврізів. У першому випадку пастка представлена антиклінальною складкою, зміщеною відносно піднятої частини донеогенового ерозійного виступу приблизно на 250 м, у другому – піщане тіло орієнтоване під гострим кутом до берегової лінії у захороненому палеорельєфі і поступово заміщується глинистими різновидностями. Часто піщані тіла утворюють ланцюгові структури по периферії обширних палеопіднять, для яких характерні єдині гідродинамічні системи (Дебеславецьке родовище).

Крім вищезгаданих структурних факторів при формуванні покладів газу у верхньобаденській товщі значну роль відіграло стратиграфічне екранування, при якому газонасичені пласти з кутовим неузгодженням прилягають до непроникних верств мезозою та тираської світи, а також літологічне заміщення, що особливо характерно для верхньої частини косівської світи, розріз якої представлений, в основному, глинисто-аргілітовим породами з поодинокими, локально поширеними піщаними пропластками (Пилипівське, Шереметівське, Красноільське родовища).

Сарматські відклади південно-східної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину представлені прибережно-морськими піщано-глинистими утвореннями, які чергуються з верствами, збагаченими типовою

континентальною фауною. Тонкі пропластки пісковиків, алевролітів і глин утворюють тонкошаруваті верстви з горизонтальним та кутовим нашаруванням. Практичний інтерес з точки зору газоносності тут становлять піщані лінзи, пов'язані з алювіально-дельтовою системою прибережної частини сарматського басейну. З ними пов'язані поклади газу на Косівському, Черногузькому і Славецькому газових родовищах, розвідані запаси яких складають 153 млн м³, 75 млн м³ і 42 млн м³ відповідно. Поклади пластові, склепінні та літологічно обмежені. Вони характеризуються значною мінливістю колекторських властивостей.

Процес осадконагромадження в сарматі північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину дуже подібний до пізньобаденського в Коломийській системі палеоврізів. Глибоко еродована домезозойська поверхня в межах Ходорівської системи палеоврізів зумовила утворення в Дашавському газопромисловому районі структур облягання, складних за формою і розмірами, які пов'язані з процесами седиментації в умовах некомпенсованого прогинання. Такий режим осадконагромадження більш характерний для нижньої частини розрізу (приблизно до продуктивного горизонту НД-6). Вгору в розрізі відбувається поступова компенсація від'ємних форм палеорельєфу. Структури стають більш пологими, а в окремих випадках – повністю нівелюються, зменшується літологічна мінливість продуктивних горизонтів. Це спостерігається і в межах Крукеницької западини, де основні газові родовища (Хідновицьке, Садковицьке, Залужанське) приурочені до принасувної смуги структур.

Для сарматських відкладів північно-західної частини Зовнішньої зони прогину характерним є поступове нарощування розрізу у бік Карпат від ВД-1 в зоні зчленування з платформою до НД-17 в межах Крукеницької западини. Це створило сприятливі умови для формування протяжних літологічно-екранованих покладів газу в зонах виклинювання продуктивних горизонтів (Городоцьке, Турабівське, Тинівське, Гаївське та ін. родовища).

В сарматських відкладах північно-західної частини Зовнішньої зони

Передкарпатського прогину за генетичними особливостями можна виокремити три типи покладів вуглеводнів.

Перший з них пов'язаний зі структурами огортання досарматської поверхні. Він характерний для ділянок з розвитком палеоврізів у давніх, в основному мезозойських, породах. Структури утворились на стадії некомпенсованого наповнення басейну седиментації теригенним матеріалом і характеризуються морфологічними особливостями підстиляючих підстеляючих товщ, літологічними заміщеннями та стратиграфічними неузгодженнями.

Другий тип газових покладів пов'язаний з тектонічним екрануванням насуненими елементами алохтону. Такі поклади відкриті вздовж всієї ділянки зчленування Самбірської зони з автохтоном Передкарпатського прогину. Для них характерні північно-східні крила, як правило, ускладнені морфоструктурами донеогенової основи, та тектонічне екранування площиною насуву з південного заходу. В межах Крукеницької западини в подібних умовах відкриті великі родовища Хідновицьке, Садковицьке, Пинянське, Залужанське. В межах Ходорівської системи палеоврізів поклади набагато менші, що спричинено значною розчленованістю дна басейну седиментації, а також літологічною неоднорідністю продуктивних горизонтів (Північнозаріччянське, Комарівське, Бережницьке родовища).

Третій тип газових покладів – це тектонічно екрановані площинами сповзання осадових товщ на почакових стадіях консолідації, які поширені вздовж гравігенних скидів на схилах регіональних та локальних палеоврізів (Нікловицьке, Макунівське, Грушівське, Гаївське, Тинівське родовища). У прискидових ділянках опущених блоків часто формуються поздовжні безкореневі складки, де пастки пластові склепінні, в більшості випадків тектонічно екрановані дугоподібними диз'юнктивними порушеннями, ввігнутими у бік опущених блоків.

У межах північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину більшість продуктивних горизонтів сармату представлена тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів, де

переважають глинисті верстви. Вони характеризуються значною мінливістю колекторських властивостей по площі і в розрізі, зберігаючи загальний вигляд більш піщаних пачок, що розділені між собою витриманими по площі глинисто-аргілітовими верствами. Горизонтальна проникність для них часто кількаразово перевищує вертикальну. При цьому основний рух пластових флюїдів відбувається по площинах напластування. На ділянках із підвищеною глинистістю спостерігається значна роздрібленість продуктивних верств на малопотужні пропластки, яким притаманні автономні гідродинамічні системи. На їхньому формуванні відбилися відобразилися процеси седиментації, з якими пов'язані значні неоднорідності товщин літологічного складу і колекторських властивостей – до повного виклинювання чи літологічного заміщення, а також різноамплітудні розривні порушення, в основному гравітаційної природи. У просторовому відношенні вони часто складають враження єдиних покладів з вертикальними газо-водяними контактами і в більшості випадків розглядаються як цілісні об'єкти для ведення пошуково-розвідувальних робіт та розробки родовищ (Свидницьке, Вишнянське, Вижомлянське, Нікловицьке, Макунівське та ін. родовища).

Пластові тиски продуктивних горизонтів нижнього сармату до глибин 1900–2000 м, як правило, не перевищують гідростатичні, нижче коефіцієнт аномальності починає плавно зростати до 1,5 і більше.

5.2.2 Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ

Малогорожанська структура

Сеноманські відклади верхньої крейди в північно-західній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину відкриті невеликою кількістю свердловин. Даних про їх цілеспрямоване випробування немає. Пов'язано це з отриманням в цій частині зони значних припливів газу з сенонських або юрських відкладів разом з відкладами карпату під екраном гіпсоангідритового горизонту. Сеноманські відклади тут представлені у верхній частині вапняками,

в нижній – пісковиками і глауконіт-кварцовими пісковиками, які можуть бути колекторами з високими ємнісно-фільтраційними властивостями. Екраном можуть бути глинисті вапняки верхньої частини сеноману або щільні криптокристалічні вапняки турону. В південно-східній частині Зовнішньої зони з відкладів сеноману на Лопушнянському родовищі отримані припливи нафти дебітом понад 200 т/добу.

За матеріалами сейсморозвідувальних робіт на часових розрізах між границями відбиття в сеноні і покрівлі юри простежуються чіткі горизонти, які ототожнюються, ймовірно, з відкладами сеноману. Ці відклади формують брахіантиклінальну структуру, певною мірою подібну до структури, закартованої по покрівлі коньякського ярусу (рис. 43). На нашу думку, враховуючи вищевикладене, і особливо те, що над сеноманськими пісковиками може бути екран (окремий екран над сенонськими пісковиками відсутній і є тільки загальний екран – гіпсоангідритовий горизонт в покладі карпату Малогорожанського родовища), в сеноманських пісковиках може бути окремий поклад. Тому пропонуємо поглибити свердловину 40-Малогорожанська до розкриття сеноманських відкладів (рис. 44).

Міжрічинська структура

У геоморфологічному відношенні ділянка робіт належить до Придністровської рівнини з відмітками рельєфу 330–290 м, відносні перевищення складають близько 60–80 м.

Згідно із сучасними тектонічними уявленнями, які базуються на сучасних геолого-геофізичних даних, насамперед 2Д-сейсморозвідки МСГТ, граві- та магніторозвідки і фактичних матеріалах глибокого та надглибокого буріння свердловин, Міжрічинська ділянка охоплює смугу зчленування трьох зон Передкарпатського прогину – Бориславсько-Покутської, Більче-Волицької та Самбірської.

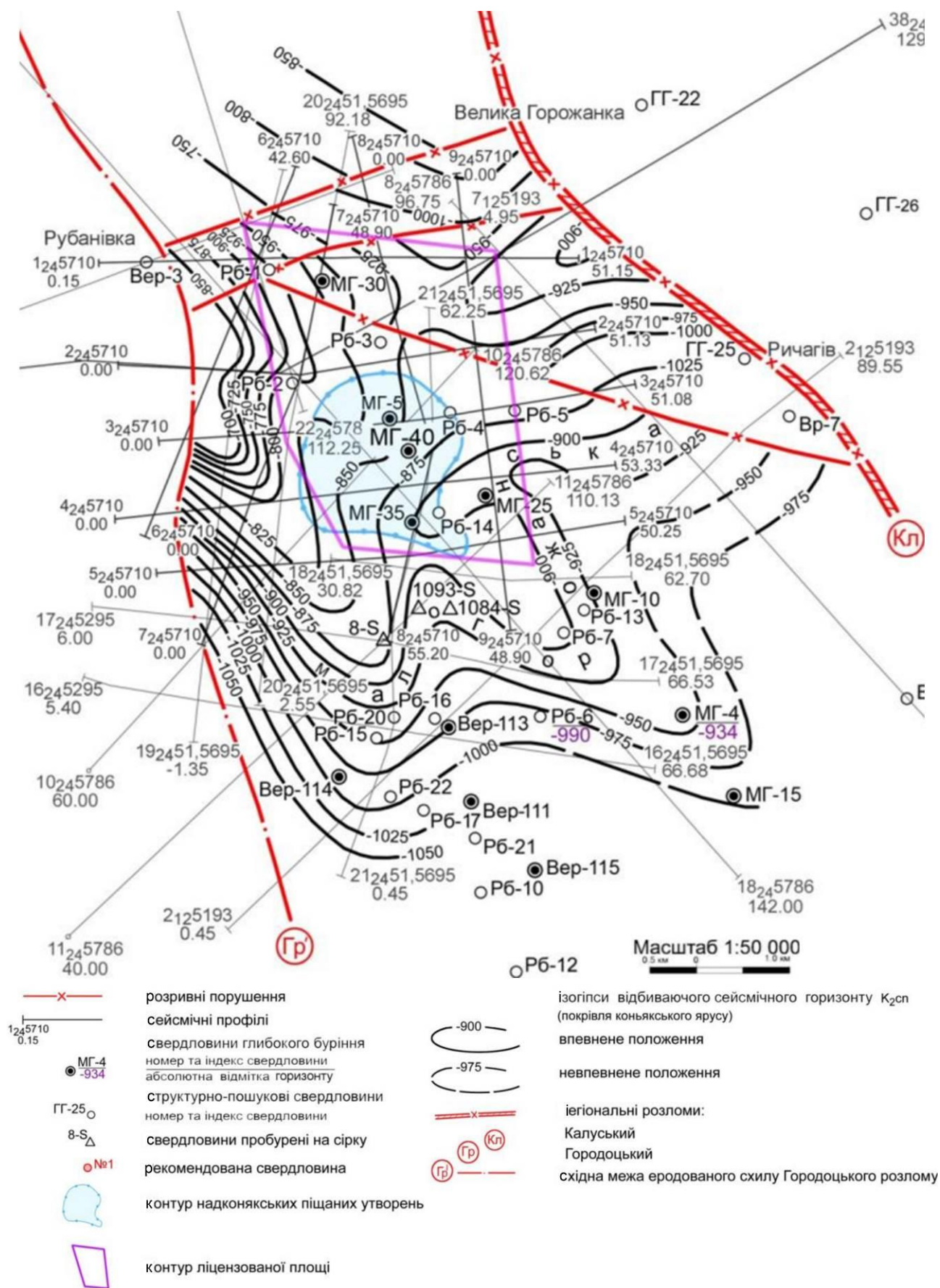


Рис. 43. Структурна карта горизонту відбиття K_{2sp} в покрівлі коняцького ярусу (за матеріалами ЗУГРЕ)

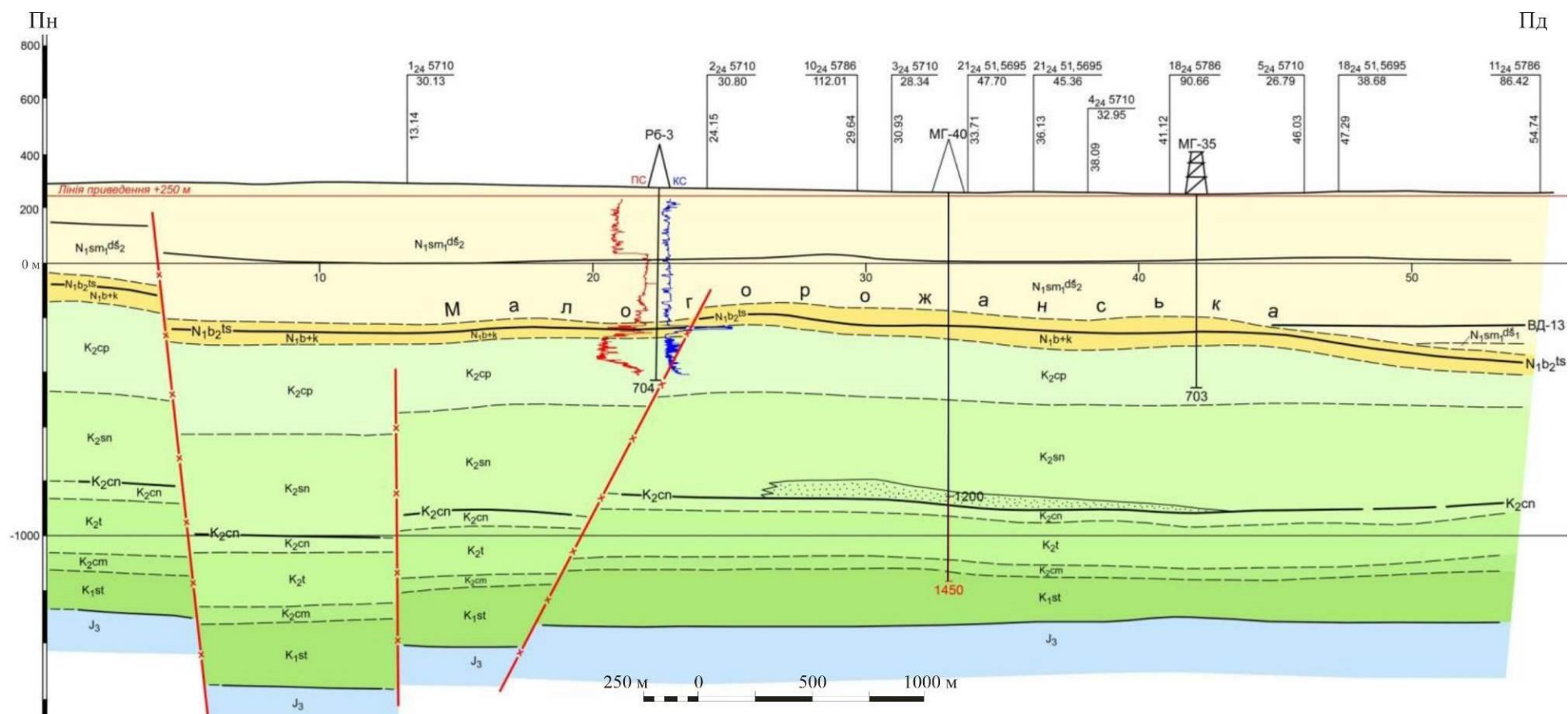


Рис. 44. Сейсмо-геологічний розріз по профілю 21₂₄51,5695 (за матеріалами ЗУГРЕ)

У межах Бориславсько-Покутського тектонічного покриву виокремлюють від одного до п'яти ярусів флішових складок, які ускладнені насувами другого порядку і в процесі насування на північний схід на різну віддаль зміщені зі своєї осі та в свою чергу набули покриву насувної структури для утворень нижчого порядку. Внутрішня будова покривів визначається системою лінійних протяжних структур, котрі нагромаджені одна на одну, утворюючи багатоярусну споруду. Окремий ярус є системою переважно з 2–3 лінійних складок у спільному насуві з чітко вираженою північно-східною вергентністю та чоловими чи фронтальними складками. Важливою особливістю тектоніки покривів є велика кількість поперечних порушень. Деякі з них розмежовують окремі складки, інші ускладнюють будову усіх складок ярусу. Враховуючи, що, як правило, по них відбувається латеральне та вертикальне зміщення порід, стає цілком зрозуміла вся складність пошуків та розвідки подібних перспективних об'єктів

У геологічній будові Бориславсько-Покутської зони беруть участь флішові утворення крейдово-палеогенового віку та моласи міоцену. До цих відкладів приурочені всі відомі нафтові родовища Західного регіону, найбільшими з яких є Битків-Бабчинське, Долинське та Бориславське. Власне Міжрічинська перспективна ділянка стосовно виявлення та пошуків покладів нафти і газу на південному заході межує з відомими Долинським та Північнодолинським нафтовими родовищами, що дає підстави стверджувати високу ймовірність відкриття значних за запасами і розмірами скупчень вуглеводневої сировини.

Автохтонні утворення Більче-Волицької зони були закладені на платформній основі, внаслідок чого доорогенний розвиток в її межах збігся з синхронними подіями на платформі. На основі сучасних геолого-геофізичних даних та матеріалів глибокого буріння виявлені диз'юнктивні порушення поздовжнього, поперечного та діагональних напрямків. Домінують поздовжні конседиментаційні розломи, переважно регіональні великоамплітудні Передкарпатський, Краковецький, Калуський, Городоцький, Судово-

Вишнянський та ін. Ця мережа розломів безпосередньо причетна до південно-західного напрямку східчастого занурення автохтонних утворень під внутрішні алохтонні утворення Передкарпатського прогину (Бориславсько-Покутський, Стебницький покриви).

Більче-Волицька зона є потужною областю нагромадження (до 5 км) слабо дислокованих комплексів теригенних молас, які складені відкладами карпату, бадену, нижнього сармату, і які з кутовим та стратиграфічним неузгодженням залягають на метаморфізованих утвореннях рифею, палеозою та платформових теригенно-карбонатних фаціях юри та крейди. Переважна більшість газових, газоконденсатних родовищ приурочена до моласових відкладів міоцену. Впродовж останніх років тут відкриті Любешівське, Турабівське, Верещицьке, Тинівське, Буцівське, Комарівське, Добрянське, Дубаневицьке, Орховицьке, Вижомлянське та інші родовища.

З карбонатно-теригенними відкладами юри та крейди пов'язана незначна кількість родовищ вуглеводнів. До них належать Рудківське, Комарівське, Меденицьке, Летнянське, Гірське, Лопушнянське, Коханівське родовища.

В будові Самбірського покриття беруть участь відклади бадену, сармату а також відклади стебницької та балицької світ. На думку переважної більшості дослідників регіону ця зона не є першочерговою стосовно пошуків та відкриття нових родовищ вуглеводнів. Однак безапеляційно заперечувати перспективи цієї зони не слід. Цю тезу підтверджують фактичні дані пошукового буріння на площах Любешівській, Пинянській, Тростянецькій та інших, де були відзначені інтенсивні газопрояви газу, а інколи – аварійні фонтани.

На території досліджень сейсморозвідувальні роботи 2Д МСГТ проводились впродовж 1969–2008 р. р. Вони були спрямовані на вивчення геологічної будови мезозойських відкладів з метою виявлення та картування перспективних об'єктів на нафту та газ. За результатами виконаних робіт закартована Міжрічинська структура, в стратиграфічному відношенні віднесена до мезозойських чи

палеогенових відкладів. За результатами виконаних площових сейсмозв'язувальних робіт МСГТ партією 5288 в 1988 р. Міжрічинська структура закартована на зануреній сходинці автохтону Більче-Волицької зони з північно-східним нахилом на глибинах від 5800 м до 6200 м.

В 1991 р. за даними 2Д сейсмозв'язки була закладена пошукова свердловина 1-Міжрічинська з проектною глибиною 6200 м та проектним горизонтом мезозой. Метою свердловини були пошуки покладів вуглеводнів у палеогенових та мезозойських (?) відкладах. За відсутності фінансування свердловина на глибині 2608 м зупинена бурінням у відкладах стебника. Зараз свердловина законсервована.

У 90-х роках минулого століття виконані пошукові роботи сейсмозв'язкою 2Д МСГТ. За результатами виконаних робіт закартована смуга підняття палеогенового флішу на південний схід від досліджуваної території, яку назвали Підберезько-Лисовицькою. Паспортизовано палеогенові фронтальні флішеві складки Підберезька та Лисовицька, належні до другого та третього ярусів Бориславсько-Покутської зони. Перспективна площа об'єктів складає близько 52 км² з геологічними ресурсами вуглеводнів 87 одиниць умовного палива.

У 1989 р. була закладена пошукова свердловина 419-Новоселиця з проектною глибиною 6200 м та розкриттям відкладів палеогену. На глибині 5900 м свердловина розкрила відклади палеогену і тим самим підтвердила прогноз сейсмозв'язників. За результатами стаціонарних досліджень свердловини з відкладів менілітової світи олігоцену отримано приплив нафти дебітом 6,2 м³/добу.

Підсумовуючи сказане зазначимо, що Міжрічинська площа є високоперспективною стосовно відкриття середніх за розмірами та запасами родовищ вуглеводнів (рис. 45, 46).

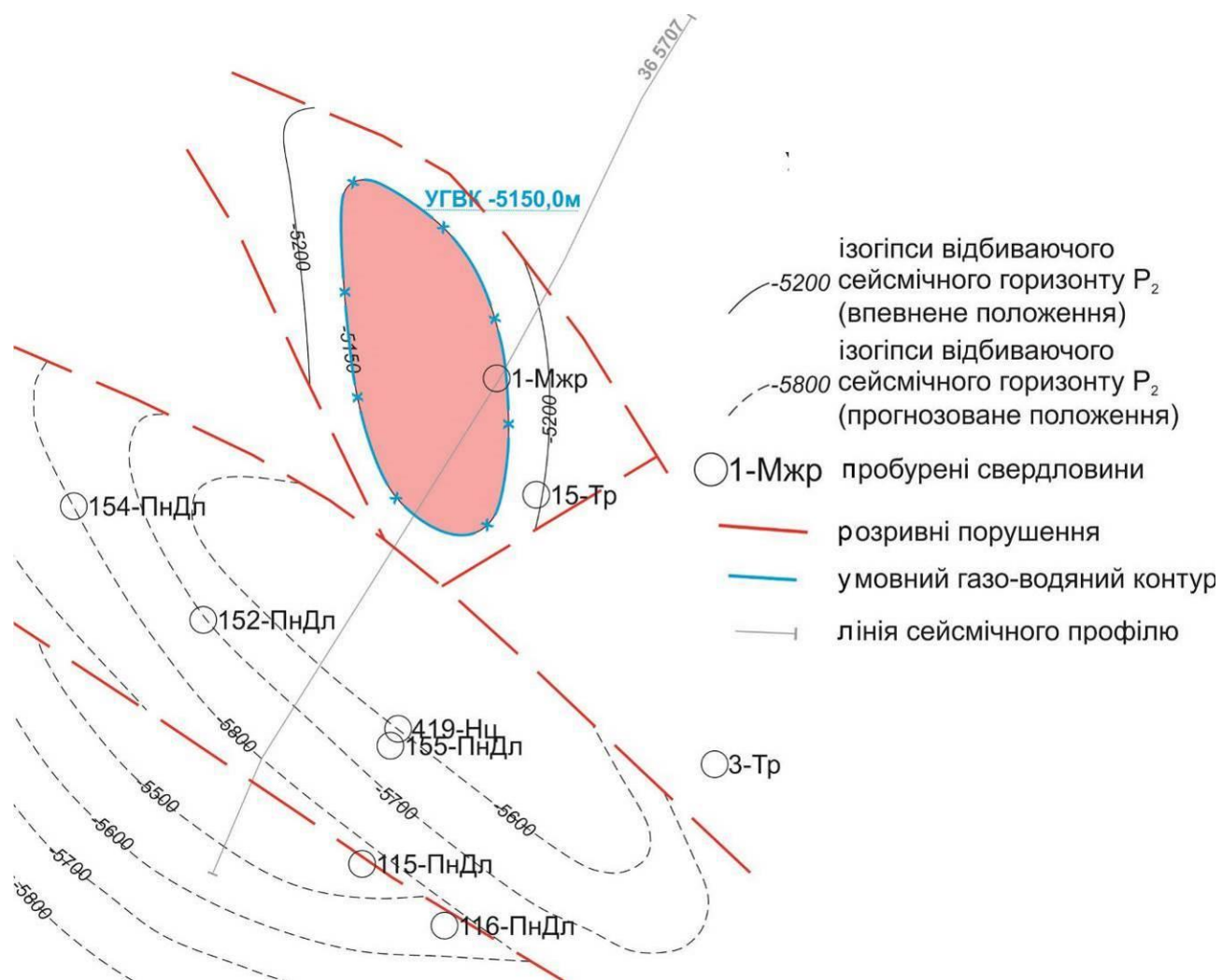


Рис. 45. Структурна карта горизонту відбиття в палеогенових відкладах

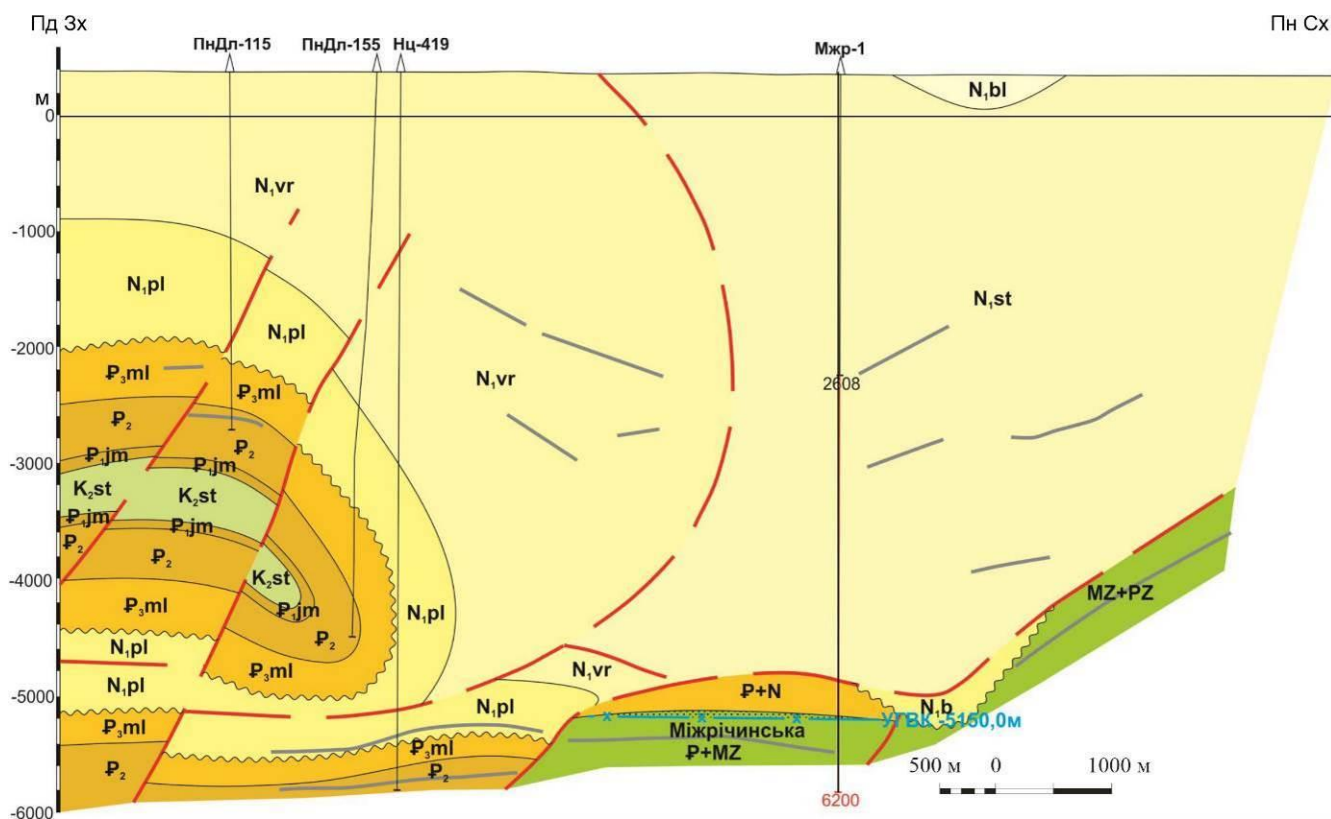


Рис. 46. Сейсмо-геологічний розріз по лінії профілю 36 5707

5.3. Самбірський перспективний район

Певні перспективи пов'язуються з відкладами Стебницького насуву. Фахівці Львівського відділення УкрДГРІ оцінюють його ресурс у розмірі 13,6 млрд м³ газу (Вуль та ін., 2019).

Стебницький насув є клиноподібною в поперечному розрізі безкореневою пластиною, складеною відкладами нижнього та середнього міоцену з максимальною товщиною до 8 км. Найпоширенішими є строкатоколірні теригенні утворення стебницької і сіроколірні з горизонтами солей балицької світ. Відклади баденію і сармату в розрізі не дуже поширені. Інколи трапляються фрагменти еоценового флішу та менілітової світи олігоцену, які у вигляді олістостромів встановлені в районах Добромиля й Хирова, а також задокументовані у

свердловинах Яксманиця поблизу Перемишля на території Польщі. Формування грубоуламкових, засолонених і загіпсованих піщано-глинистих товщ нижньо- і середньоміоценових молас відбувалося у прогнутій передгірській споруді – власне Передкарпатському палеопрогині. Однак у сучасному плані ці утворення разом з флішовим комплексом зірвані зі своєї основи і переміщені на північний схід на десятки, а, можливо, – й сотні кілометрів. Вони перекривають різноспрямовані підняті та опущені ділянки південно-західної окраїни Східноєвропейської давньої та молодшої Західноєвропейської платформ. Стебницький насув складений відкладами слобідської, добротівської, стебницької, балицької, богородчанської, тираської, косівської, дашавської світ, які, за даними геологічної зйомки, зім'яті в протяжні лінійні складки, насунені одна на одну у північно-східному напрямі.

З огляду на суттєво глинистий розріз Стебницький насув є типовим флюїдотривом – у Більче-Волицькій зоні Предкарпатського прогину від польської до румунської границь у відкладах сармату і бадену налічується понад 30 газових родовищ, пов'язаних з фронтальною частиною Самбірського покриву. Він слугує основним екранувальним елементом вуглеводневих покладів. Однак у розрізі Стебницького покриву є піщані породи-колектори. У 1985 р. внаслідок перегляду сейсмічних матеріалів на ділянці, що відповідає південній частині Гордищенської морфоструктури, в стебницьких відкладах по сейсмічному горизонту відбиття на глибині близько 2500 м була встановлена Городищенська антиклінальна складка. В межах цієї складки у 1987 р. пробурена однойменна параметрична свердловина глибиною 3505 м, яка не вийшла з відкладів Самбірського покриву. У розрізі свердловини виявлені пісковики з пористістю до 25 % і проникністю $5,98\text{--}8,85 \times 10^3$ мкм². Під час буріння свердловини відзначалися газопрояви. А на Пинянському газовому родовищі при випробуванні стебницьких відкладів у свердловині 6-Пиняни (інтервал 1086–1074 м) одержаний приплив газу дебітом 35, 5 тис. м³/добу через діафрагму діаметром 5,08 мм. Наведені дані вселяють надію на перспективність Стебницького покриву.

Глибинна будова Самбірської зони залишається практично невивченою, незважаючи на те, що вона подекуди вкрита досить густою мережею сейсмічних профілів. На часових сейсмічних розрізах в інтервалах залягання порід Самбірської зони спостерігається багато горизонтів відбиття, які пов'язані з літологічними границями. Оскільки сейсмічні дослідження були спрямовані на вивчення будови автохтонних відкладів Більче-Волицької зони, структурні побудови по алохтону Самбірської зони не виконувалися. Разом з цим за окремими профілями були побудовані глибинні розрізи, на яких спостерігаються елементи відбиття у вигляді протяжних границь, залягання яких у багатьох випадках має антиклінальну форму (Трушкевич, Швай, 1998). За побудовами Х.Б. Заяць та ін. у Стебницькому насуві поблизу кордону з Польщею виявлені Борщевецька, Грушатицька і Радохінцівська антиклінальні складки (рис. 47). Вони не можуть бути самостійними об'єктами пошуків родовищ внаслідок значних ризиків геологорозвідувальних робіт на невеликих об'єктах, проте вони можуть бути досліджені попутно.

Річ у тім, що під Радохінцівською структурою у відкладах сармату прогнозується Боратицька структура, а під Грушатицькою – Південночижівська (рис. 48). Тому є сенс пробурити пошукові свердловини до розкриття протерозою, оцінивши таким чином основний об'єкт – відклади сармату Боратицької і Південночижівської структур і попутно – формування Самбірського покриття, а відповідно, – Грушатицької і Радохінцівської антикліналей. Правда, на Боратицькій структурі пробурені дві свердловини з негативними результатами, проте цілеспрямовано відклади Самбірського насуву не досліджувалися.

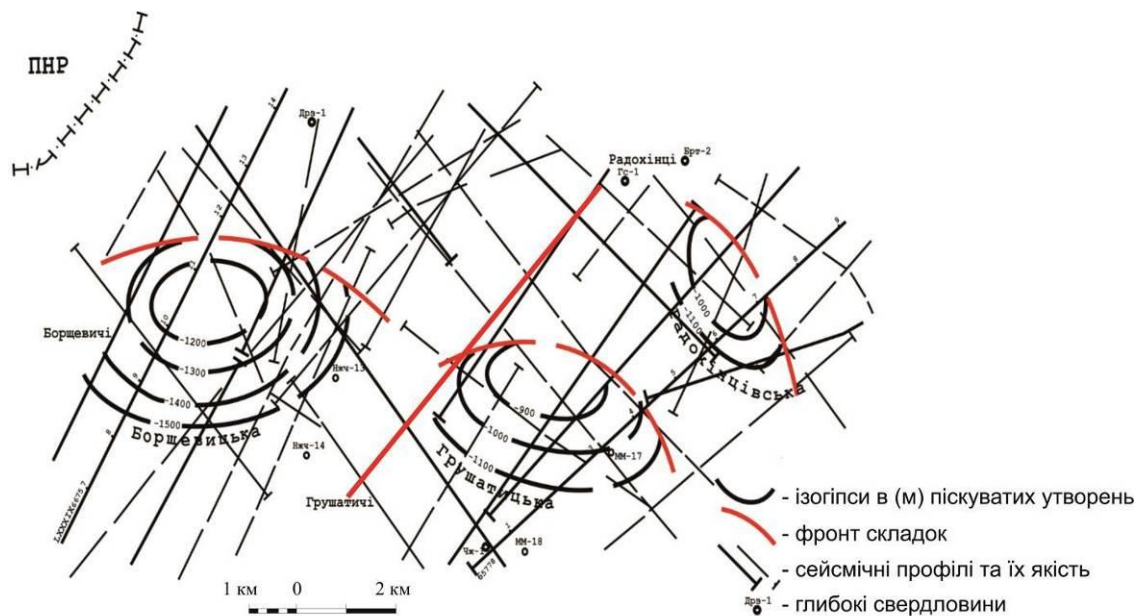


Рис. 47. Структурна карта перспективних об'єктів у Самбірському покриві (за Х.Б. Заяць, Б.М. Буцяком, Л.П. Беловоловою, 2010)

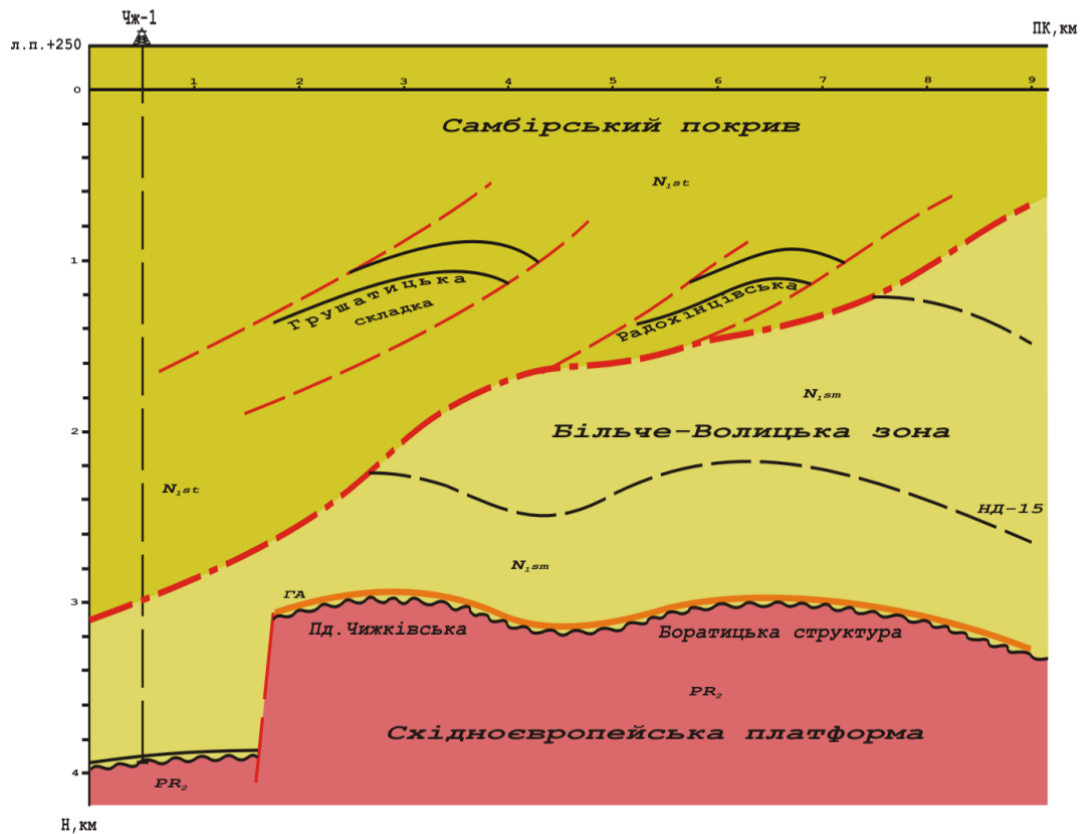


Рис. 48. Фрагмент глибинного розрізу по сейсмічному профілю 6 57/78 (уклав Б.М. Буцяк, 2010)

5.4. Нафтогазоносний район Платформного автохтону Карпат

5.4.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення

Мезозойська та палеоген-неогенова частини під насувом Покутсько-Буковинських Карпат – це одна з найбільш перспективних на нафту і газ ділянок в межах Заходу України. Нафтові родовища Лопушнянське в Україні та Фрасин на території Румунії доводять наявність тут покладів нафти, а проведені в 1970-2009 рр. сейсморозвідувальні, пошуково-розвідувальні та науково-тематичні дослідження дали змогу отримати уявлення про геологічну модель досліджуваної ділянки (Глушко, Круглов, 1977).

Сейсмічними дослідженнями виявлена низка перспективних структур: Лопушнянська, Таталівська, Роженська, Петровецька, Шурдинська, Дихтинецька, Путильська, Яблунівська, Федьковицька, Лустунська, Загулівська, Плосківська, Селятинська, Ходкевицька, Устеріцька, Стайківська. Серед них Лопушнянська, Таталівська, Роженська, Петровецька, Путильська, Стайківська підготовлені до глибокого буріння (рис. 49).

На основі сейсмогеологічних матеріалів та результатів буріння встановлено, що суттєву роль у формуванні пасток для вуглеводнів, крім тектонічних процесів плікативного і диз'юнктивного характеру, відіграли активні ерозійні процеси, найбільш інтенсивні з кінця верхньої крейди до початку палеогену. Палеодолини та палеоврізи, закартовані в межах піднятого північно-східного мегаблока, знайшли продовження далеко на південний захід під насувом Покутсько-Буковинських Карпат. Донеогенова палеоструктурна основа, на наш погляд, є одним з основних факторів утворення пасток вуглеводнів як в мезозойському, так і в палеоген-неогеновому комплексі.

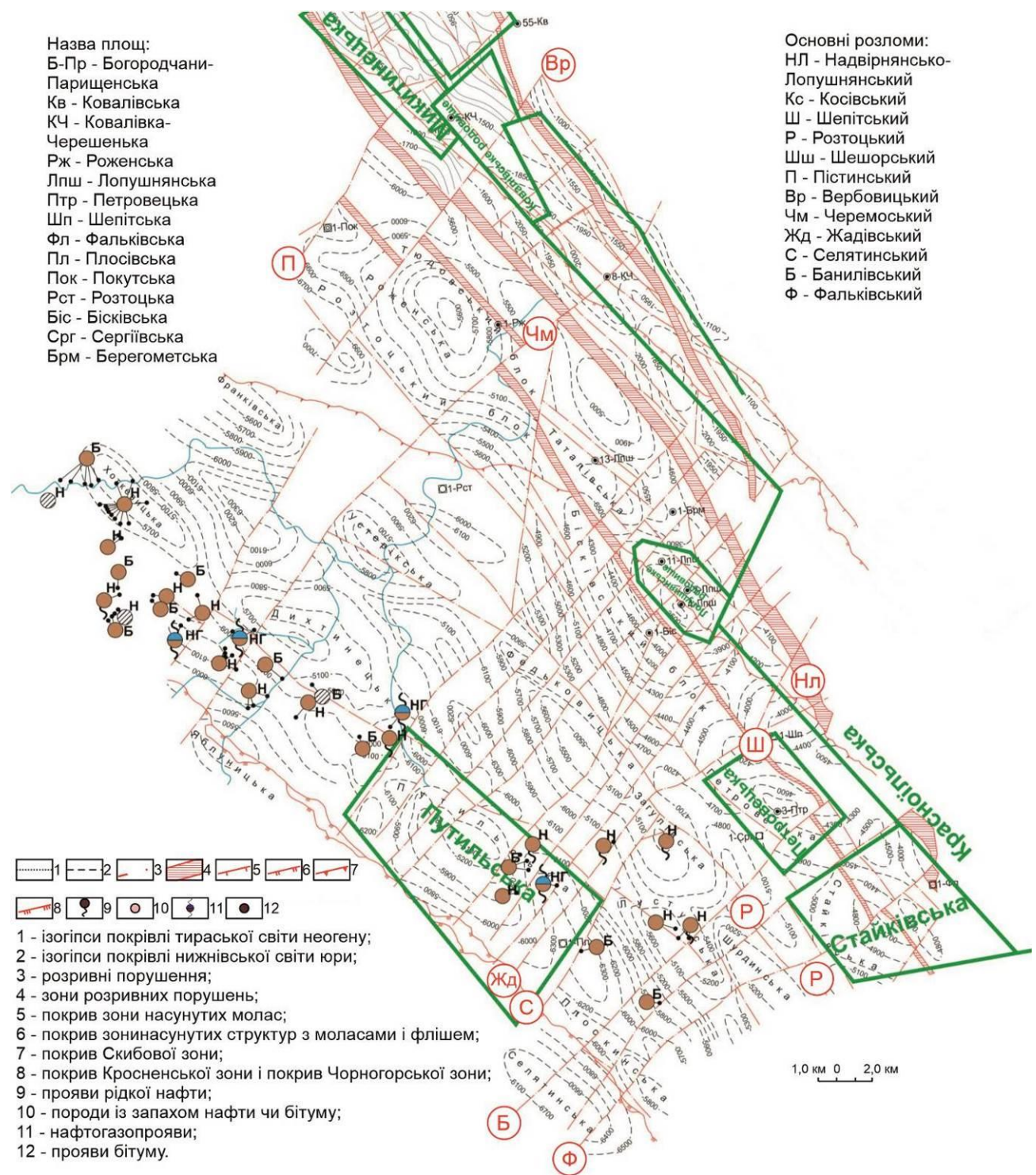


Рис. 49 – Структурно-тектонічна карта південно-східної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (уклали Ю. З. Крупський, М. М. Андрейчук, В. Є.Шлапінський за матеріалами ЗУГРЕ і ДП “Західукргеологія”)

Для мезозойської товщі, де немає витриманих по площі верств порідкоколекторів, це утворення палеовиступів та їхнє екранування глинистими верствами кайнозою, а для палеоген-неогену – залежний від структурного положення розподіл уламкового матеріалу. В першому випадку слід очікувати пластові склепінні тектонічно та стратиграфічно екрановані поклади нафти і газу, а в другому – в основному літологічно обмежені.

Структурний план автохтонних відкладів Покутсько-Буковинських Карпат найбільш ґрунтовно висвітлюється горизонтом відбиття J в покрівлі юри. За цими даними автохтон системою ступінчастих розломів Карпатського простягання занурюється в південно-західному напрямку. Крім того, він розбитий поперечними розломами, які у взаємодії з поздовжніми порушеннями зумовлюють блокову будову мезозойської основи.

Найбільш детально вивчена Петровецько-Лопушнянсько-Роженська смуга антиклінальних складок. Петровецько-Лопушнянська смуга ускладнена Шипітським скидом амплітудою 200–500 м. В її межах розташовані Роженська, Таталівська, Лопушнянська, Петровецька, Стайківська локальні структури. До цієї смуги приурочене Лопушнянське родовище. Серед структур поза межами спецдозволів на користування надрами значної уваги заслуговує Таталівська антикліналь, розбита поперечним розломом на два блоки. Вона ускладнена горстом, який піднімається стосовно південно-західного і північно-східного блоків відповідно на 50–200 і 350 м. Склепінна частина структури оконтурена ізогіпсою -4600 м. Північне крило ускладнене горстом з амплітудою біля 200 м. В горсті структура окреслюється ізогіпсами -4400 м і -4500 м. Площа структури становить 12,0 км², розміри по поздовжній осі – 6 км, поперечній – 3,8 км, амплітуда – 150 м.

На південний захід від Петровецько-Лопушнянської смуги антиклінальних складок простягається Федьковицько-Шурдинська низка піднять, в межах якої виокремлюються Устеріцька, Федьковицька, Загулівська та Шурдинська структури.

Федьковицька структура – це велика антикліналь з асиметричними крилами і переклінальними частинами. Склепіння в центральній частині структури оконтурене ізогіпсою -5500 м. Структури оконтурена ізогіпсою -5900 м (північно-західне крило) і -5700 м (південно-східне крило). В окремих блоках воно окреслюється відповідно ізогіпсами -6100 м – -6200 м і -6000 м. Перспективна в нафтогазоносному відношенні площа становить 50 км², довжина довгої осі – 11,8 км, короткої – 5,4 км, амплітуда – 600 м. Поперечними скидо-зсувами структура розбита на окремі блоки. Амплітуда цих порушень коливається в межах 50–250 м. Центральна частина північно-східного крила залишилася невивченою.

У південно-східному напрямі від Федьковицької структури простежується Загулівське підняття. Це антикліналь, склепінна частина якої оконтурена ізогіпсою -5600 м. Перекліналі складки занурюються до відміток -5700 м і -5900 м. Площа структури становить 20 км², розміри по довгій осі – 6,8 км, по короткій – 4,6 км, амплітуда структури – 300 м.

Північно-східне крило складки ускладнене Ростоцьким розломом, амплітуда якого сягає 700–1000 м.

В районі Шурдинського перевалу виявлена Шурдинська брахіантикліналь майже із симетричними крилами. Південно-східна перекліналь цієї структури розташована за межами України. Ця структура окреслюється ізогіпсою -5300 м, склепінна частина – ізогіпсою -5100 м. Амплітуда структури – 300 м, розміри – 5,5 км × 2,5 км, площа – 14 км². Поперечними розломами складка розбита на три блоки, амплітуда яких не перевищує 50 м.

Вузкий синклінальний прогин відділяє від Загулівської та Шурдинської структур Лустунське антиклінальне підняття. Його склепінна частина ускладнена скидом амплітудою 200 м, по площині якого південно-західне крило підняте відносно північно-східного. Структура характеризується асиметричною будовою крил. Поперечними розломами вона розбита на три окремі тектонічні блоки. Склепінна частина її окреслюється ізогіпсами відповідно -5100 м, -5200 м і -5400

м, з південного заходу – ізогіпсами -5900 м і -6100 м, а з північного сходу – ізогіпсами -5800 м, -5400 м, -5300 м. Площа структури становить 32 км², розміри – 8 км × 4 км, амплітуда – 800 м.

Устеріцька брахіантиклінальна структура характеризується в склепінній частині ізогіпсою -5600 м. Північно-східне крило занурюється до абсолютної відмітки -6200 м, південно-східне – до -5900 м. Амплітуда підняття становить 600 м. Структура ускладнена порушеннями північно-західного простягання.

На південний схід від Устеріцької структури досліджена південно-східна перикліналь Федьковицької структури. Склепіння цього підняття обрисовується ізогіпсою -5600 м, південно-західне крило занурюється до абсолютної відмітки -6000 м.

Чітко вираженим синклінальним прогином, який окреслюється ізогіпсами -6100 м і -6300 м, Федьковицька структура відокремлюється від Дихтинецького підняття, яке належить до третьої смуги антиклінальних структур – Дихтинецько-Хоткевицької.

По покрівлі юри Хоткевицька антикліналь у склепінній частині описується ізогіпсою -5700 м, крила та перикліналі структури занурюються до відміток -6000 – -6300 м.

Дихтинецьке підняття – це велика брахіантикліналь карпатського простягання. Крила структури майже симетричні. Південно-західне крило ускладнене поздовжнім розломом амплітудою 100 м, північно-західна перикліналь – порушенням амплітудою 150 м. Склепінна частина структури окреслюється ізогіпсою -5400 м, центральна частина – ізогіпсою -5900 м, а на південно-східна перикліналь – ізогіпсами -6000 м і -6100 м. Перспективна площа становить 69 км², довжина довгої осі – 16 км, короткої – 6,9 км, амплітуда структури – 500 м.

З південного заходу Дихтинецьке підняття обмежує синклінальний прогин, окреслений ізогіпсами -6000 м, -6100 м, -6200 м. В південно-західному напрямку синкліналь розгалужується на дві. З північного сходу Дихтинецьку антикліналь

обмежує синкліналь шириною 2–3 км, яка виділяється за ізогіпсами -6200 м, -6100 м.

Південно-східніше від Дихтинецької складки уздовж осі, зміщеної на південний захід на 3 км, простежується Путильська структура. Склепінна її частина окреслюється ізогіпсою -5700 м, північно-західна перикліналь занурюється до відмітки -6100 м, південно-східна – до -6300 м. Крила структури майже симетричні. Площа структури становить 56 км², довжина довгої осі – 13,8 км, короткої – 6 км, амплітуда – 250 м.

Поперечними зсувами антикліналь розбита на вісім блоків. Північно-східне крило ускладнене розломом з амплітудою 50–200 м. Таким чином, центральна частина структури піднята стосовно північно-східної її частини, що вказує на вищу перспективність центрального об'єкта в нафтогазоносному відношенні.

Південно-західне крило ускладнюється вузьким синклінальним прогином, який відділяє Путильське підняття від Яблуницько-Селятинської смуги структур.

У межах південно-східної перикліналі з південного заходу Путильська структура обмежена Селятинським розломом з амплітудою 300–700 м. Цей розлом чітко фіксується і на карті ізодинам. По ньому юрські відклади занурюються до абсолютних відміток від -6600 м до -7000 м.

На південний схід від Путильської структури виявлене Плоскинське антиклінальне підняття, розбите поперечними розломами на чотири блоки. Довга вісь його становить 8 км, коротка – 1,5 км. Південно-східна перикліналь підняття розташована на території Румунії. Плоскинська структура окреслюється ізогіпсами -5800, -5900, -6100 і -6200 м.

З південного заходу Плоскинське підняття обмежене Селятинським розломом з амплітудою 700–800 м.

Селятинська структура належить до четвертої смуги складок (Яблуницько-Селятинської). Її апікальна частина знаходиться на абсолютних відмітках від -6400

м до -6600 м. Північно-східне крило складки занурюється до -7000 м, південно-західне крило та перикліналь поки що не вивчені.

Склепінна частина Яблуницької структури описується ізогіпсою -5400 м. Південно-західне її крило занурюється до -6200 м, північно-східне – до -6000 м. Амплітуда структури становить 500–600 м. Периклінальні частини не вивчені.

На території Покутсько-Буковинських Карпат зафіксовано значну кількість природних нафтогазопроявів.

У тильній частині Скибового покриву та фрагментах Кросненської одиниці Карпат на денній поверхні зафіксовані витіки нафти з корінних та четвертинних порід, плівки нафти на воді, бітумінозність порід, запах нафти й нафтопродуктів у породах і виділення горючого газу.

Аналіз розповсюдження нафтогазопроявів по площі дає змогу зробити такі висновки.

1. Нафтогазопрояви зосереджені в смугі шириною близько 5 км, яка має загалом карпатське, тобто північно-західне простягання;
2. Нафтогазопрояви локалізовані у південних скибах Рожанки та Зелемянки.
3. Нафтогазопрояви не розподілені рівномірно, а скоріше сконцентровані на певних ділянках, в ідеальному варіанті це означало би й сконцентрованість вуглеводнів на глибині.

Відповідно до останнього пункту виокремлюються такі площі.

1. Верховинська – 22 прояви вуглеводнів: породи з запахом нафти – 14, прояви: рідкої нафти – 7, газу – 1.
2. Чорна Річка–Конятин – 22 прояви вуглеводнів: породи з запахом нафти – 3, прояви: рідкої нафти – 18, газу – 1.
3. Басейн р.Руська (ліва притока р.Сучава) – 6 проявів вуглеводнів – бітумінозні породи з запахом нафти.

Незначна кількість нафтопроявів розподілена за межами цих ділянок (р. Фошке, Путила, Слатинець, Дихтинець та ін.).

Природні нафтогазопрояви на денній поверхні свідчать про міграцію вуглеводнів з глибших горизонтів розрізу. Насамперед постачальниками поверхневих проявів є породи складчастого комплексу. Виходячи з аналізу геологічної будови останнього на підставі геологічної зйомки та даних буріння на площах Жаб'є, Космач-Покутський, Плоска, Сергії, Ростоки, можна констатувати, що тут немає великих, добре екранованих структур, а такі складки, як Конятинська та Фошкінська, виведені на денну поверхню. Насуви, які розділяють порівняно вузькі луски цього району, дуже стрімкі й продовжуються під великими кутами на значні глибини. Якщо додати до цього, що в цілому в розрізі флішового комплексу фіксується лише незначна частка колекторів із задовільними фізичними властивостями, то закономірним є висновок, що такі нафтогазопрояви походять з автохтонних структур Зовнішньої зони. Мігруючи на денну поверхню, вони проходять через породи флішового комплексу, проте не утворюють там значних скупчень через відсутність пасток.

Таким чином, нафтогазопрояви можна вважати індикатором покладів у автохтоні Карпат. В ідеальному варіанті кількість та концентрація їх на поверхні мали б відповідати кількості та об'єму покладів на глибині. В першому наближенні для цього району характерна незбіжність контурів скупчень нафти на поверхні й глибині через те, що вуглеводневі скупчення перебувають на значних глибинах. Шлях, яким вони проходять до поверхні, є далеким від вертикалі.

Оцінити й передбачити, куди від можливих покладів зміщені ореоли розсіювання нафти й газу, вкрай нелегко. Якщо б вуглеводні рухалися тільки по площинах насувів, то це б було відхиленням від вертикалі на північний схід. Можливо, в якихось випадках так і є. Проте для оцінки цього явища потрібно взяти до уваги низку чинників: щільність та тріщинуватість порід (тектонічні та неотектонічні фактори), гідродинамічні параметри та ін., які без спеціальних досліджень врахувати неможливо. Тому можна вважати, що нафтогазопроявів

нафтогазопрояви можна вважати сприятливим чинником нафтогазоносності для розташованих поблизу перспективних структур.

Для оцінки перспектив нафтогазоносності території Складчастих Карпат і суміжних районів, крім даних про прямі ознаки (нафтогазопрояви), можна також використовувати інші показники, зокрема, сульфідну мінералізацію негідротермального походження.

На північному схилі Українських Карпат встановлений прямий кореляційний зв'язок між нафтогазоносністю і вмістом сульфідів цинку, свинцю, міді та самородного свинцю в шліхових пробах з алювіальних відкладів. Доведено, що джерелами сфалериту, галеніту, халькопіриту, які присутні в алювії карпатських річок і потоків, є породи крейдо-палеогенового флішу. Утворення сульфідів відбувалося шляхом взаємодії підземних вод, насичених іонами металів з сірководнем, який надходив з місць скупчень вуглеводнів. Значним скупченням останніх (це, мабуть, переважно стосується нафти) відповідають більші вмісти сульфідів у шліхах. Цей висновок підтверджується просторовою близькістю нафтових родовищ з інтенсивними ореолами розсіювання сульфідів. Найбільші вмісти останніх зафіксовані в районах Борислава, Биткова, Лопушної та ін. – до 18 % від ваги важкої фракції шліхової проби.

Згадану закономірність можна використовувати як пошуковий критерій промислової нафтогазоносності. Ділянки, де є інтенсивні за вмістом сульфідів ореоли їх розсіювання, з невиявленими поки що в надрах скупченнями вуглеводнів, слід вважати потенційно перспективними.

В межах зони поширення автохтону Покутсько-Буковинських Карпат виявлено більше двадцяти ареалів розсіювання сфалериту і подекуди галеніту та підвищення їх вмісту в шліхах. Найбільший за вмістом ареал зафіксований по р. Серетель (до 18 % від ваги важкої фракції шліха). Він розташований на відстані 4 км на північний захід від Лопушнянського нафтового родовища. Дещо ближче, на відстані 2,5 км на північ, виявлений ареал розсіювання галеніту (до 117 знаків).

Якщо ці ареали сформувалися завдяки покладам нафти Лопушнянського родовища, то треба зазначити значне зміщення їх контурів стосовно покладів нафти. Така ж закономірність помічена вище і у випадку з природними нафтогазопроявами.

Виходячи з цього, можна констатувати, що наявність інтенсивних ареалів розсіювання сульфідів металів є позитивним фактором для оцінки перспектив ділянки. Близькість таких аномалій до виявлених сейсморозвідкою перспективних структур підвищує їхній рейтинг. З урахуванням цього до числа перспективних слід долучити насамперед Яблуницьку, Дихтинецьку, Путильську та Лустунську структури.

Геологічна будова Лопушнянського родовища, результати буріння глибоких свердловин та сейсморозвідувальних робіт, проведених в межах Лопушнянської підзони, а також багатий геологічний матеріал, зібраний для мезо-кайнозойських утворень в сусідньому піднятому мегаблоці, дають змогу виокремити тут три самостійні нафтогазові комплекси: верхньоярський, крейдовий та палеоген-неогеновий. Не виключено, що в крайній південно-західній частині ділянки можуть з'явитися теригенні відклади нижньої і середньої юри, з якими можуть бути пов'язані пластові поклади вуглеводнів.

У розрізі юри прогнозуються масивно-пластові поклади, приурочені до склепінних частин палеовисочин. Вони можуть бути тектонічно екранованими численними порушеннями карпатського та транскарпатського напрямків, амплітуда яких в окремих місцях перевищує перші сотні метрів. В зонах палеоврізів не виключене стратиграфічне екранування вуглеводневих скупчень непроникними верствами кайнозою.

Крейдовий комплекс на Лопушнянському родовищі продуктивний в нижній частині, де поклади нафти приурочені до альб-сеноманської частини розрізу. Поклади пластові склепінні, тектонічно екрановані. Під насувом Покутсько-

Буковинських Карпат не виключені ділянки літологічного і стратиграфічного екранування.

Найскладнішим є питання прогнозування покладів нафти і газу в палеоген-неогеновій товщі, літологічні закономірності якої пов'язані, передовсім, зі структурою докайнозойської основи. Остання значною мірою зумовлена результатами ерозійних процесів на межі крейди і палеогену.

У розрізі палеоген-неогенової товщі перспективні відклади як палеогену, так і пісковики карпату та нижнього бадену. Прогнозуються пластові склепінні тектонічно і стратиграфічно екрановані та літологічно обмежені поклади вуглеводнів.

Для оцінки ресурсів вуглеводнів юрського, крейдового і палеоген-неогенового комплексів за основу взяті підрахункові параметри Лопушнянського родовища.

За нашими підрахунками сумарні геологічні ресурси вуглеводнів категорії Д₁ під насувом Покутсько-Буковинських Карпат складають близько 270 тис. т у нафтовому еквіваленті.

5.4.2 Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ

Петровецька структура

Петровецька структура виявлена у Чернівецькій області на відстані 24 км на південний схід від райцентру м. Вижниця. Більша її частина розташована в межах спеціального дозволу ПАТ “Укргазвидобування”.

Петровецька структура належить до платформного автохтону, перекритого алохтонними утвореннями Стебницького, Бориславсько-Покутського покривами Передкарпатського прогину та Скибовим покривом Складчастих Карпат. Структура розташована в межах Лопушнянської нафтогазоносної зони НГР платформного автохтону Карпат.

Петровецька структура вперше виявлена у 1972 р. сейсморозвідкою. У 2015 р. виконані роботи з перегляду та переінтерпретації даних сейсморозвідувальних робіт минулих років з урахуванням матеріалів буріння (рис. 50, 51).

За паспортом 1982 р. Петровецька структура по горизонтах відбиття у відкладах мезозою мала вигляд брахіантиклінальної складки північно-західного простягання, склепінна частина якої ускладнена Шепітським розломом. У 1989 р. структура була введена в буріння, тут пробурено три свердловини – 1, 2, 3.

На користь перспективності Петровецької площі свідчить те, що у мезозойських відкладах пластовий флюїд перебуває під великим тиском, що може бути ознакою гідрогеологічної закритості надр і можливості збереження вуглеводнів. Результати обробки і інтерпретації сейсмічних даних за програмно-методичним комплексом амплітудно-частотної характеристики середовища (Львівське відділення УкрДГРІ, 2010 р.) вказують на зону розвитку колекторів з кондиційними властивостями у районі свердловин 1 і 3-Петровецька.

Поруч, на відстані 12 км на північний захід, розташоване Лопушнянське родовище, відкрите у 1984 р. Введене в розробку у 2003 р., промислова нафтогазоносність його пов'язана з відкладами юри, верхньої крейди та палеогену. Початкові пластові тиски перевищували гідростатичні в 1,5 і більше разів.

Зараз на Петровецькій структурі ПАТ “Укргазвидобування” виконало деталізаційні сейсморозвідувальні роботи, за результатами яких заплановано визначити розташування пошукової свердловини. Це слушна рекомендація, оскільки Петровецьке підняття перебуває на тій самій структурній лінії, що і Лопушнянське родовище, і на порівняно незначних глибинах. Результати буріння на Петровецькій структурі матимуть вирішальне значення для розвитку пошукових робіт на об'єкти платформного автохтону під насувом Покутсько-Буковинських Карпат.

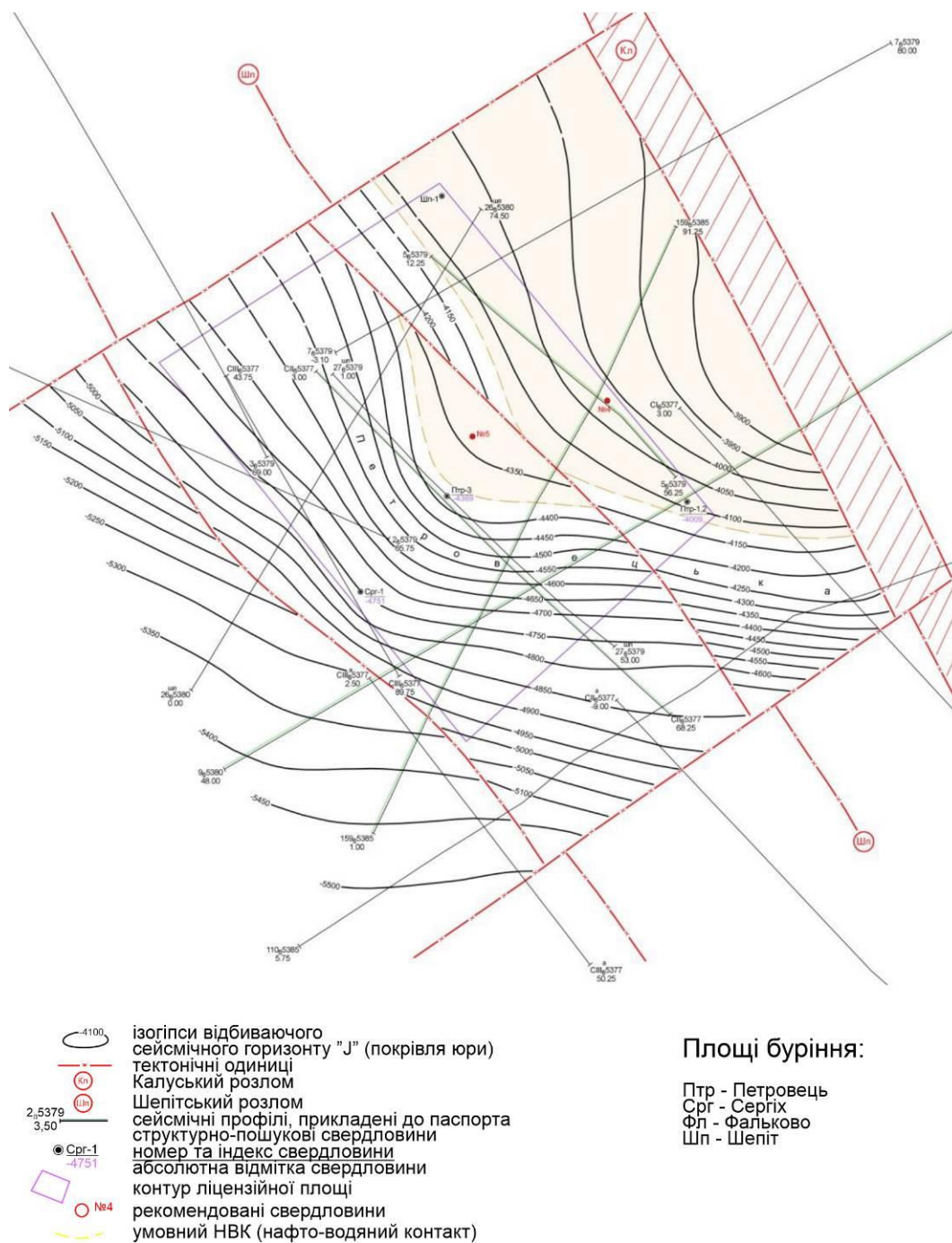


Рис. 50. Петровецька площа. Структурна карта по горизонту відбиття у верхньоюрських відкладах (за даними ЗУГРЕ, 2015)

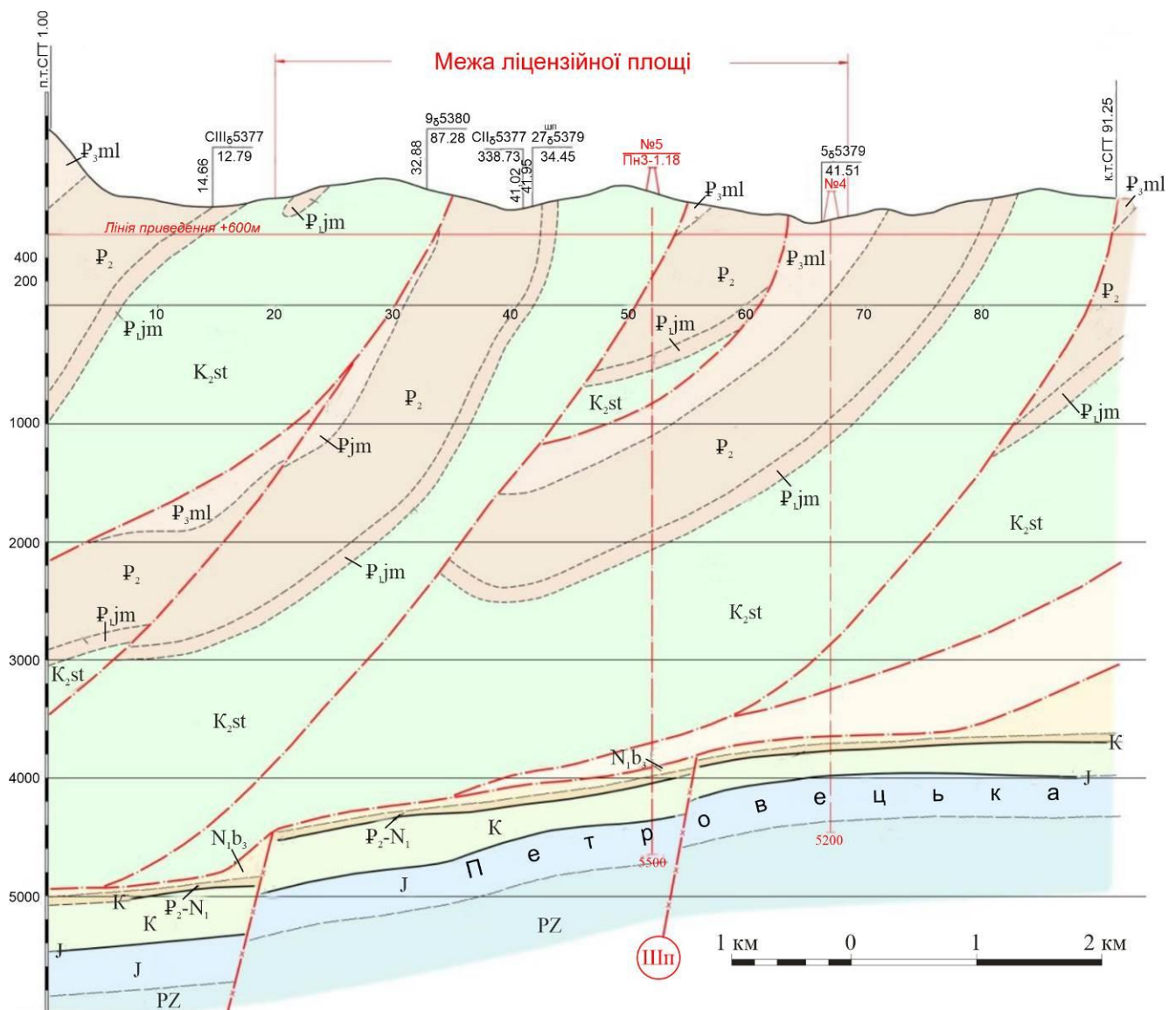


Рис. 51. Сейсмо-геологічний розріз по профілю 159 5385
(за даними ЗУГРЕ, 2015)

Першим пошуковим об'єктом є відклади неогену. Перспективи нафтогазоносності другого об'єкта пов'язують з відкладами верхньої юри та сеноману. Площа прогнозного покладу у юрських відкладах обмежена умовною ізогіпсою -4380 м. Аналогічно площа прогнозного покладу у відкладах сеноману прийнята в межах умовної ізогіпси -4030 м. Слід зауважити, що за даними програмно-методичного комплексу амплітудно-частотної характеристики

середовища в юрських відкладах в районі свердловини 3-Петровецька якість колекторів підвищується.

Існують певні застереження щодо екранувальних властивостей Калуського розлому. Однак при випробуванні пластів на трубах в колоні у свердловині 3-Петровецька заміряні пластові тиски перевищували гідростатичні в 1,5–1,7 разів, що свідчить про гідродинамічну замкненість системи.

Ефективні товщини перспективних горизонтів, коефіцієнти відкритої пористості, нафтонасиченості прийняті за даними Львівського відділення УкрДГРІ 2007 р. по свердловині 3-Петровецька. При цьому нижньою межею вважається коефіцієнт відкритої пористості 0,08.

Коефіцієнти вилучення нафти, перерахункові коефіцієнти та інші підрахункові параметри взяті за аналогією з Лопушанським родовищем, розташованим на відстані 15 км на схід.

Перспективні ресурси нафти Петровецької структури за згаданими параметрами становлять 3143 тис. т нафти. Окрім того, при газовмісті розчиненого газу у нафті $313,7 \text{ м}^3/\text{т}$ прогнозні видобувні ресурси розчиненого газу можуть скласти близько 980 млн м^3 .

Хоткевицька структура

Серед решти структур під насувом Покутсько-Буковинських Карпат як першочерговий об'єкт рекомендується Хоткевицька структура. Крім структурних побудов вона обґрунтована ще й виходами вуглеводнів на денну поверхню.

Хоткевицька антикліналь виявлена за результатами сейсморозвідувальних робіт 1984–1995 рр. В апікальній частині підняття оконтурене ізогіпсою -5700 м, а в центральній – -6000 м (рис. 51). Довжина перспективної частини структури уздовж довгої осі складає 12 км, короткої – 5 км. Амплітуда структури – 300 м, перспективна площа – 55 км^2 . Потенційно нафтонасичені відклади – породи неогену-палеогену, нижньої та верхньої крейди і юри. Всі підрахункові параметри,

крім площі нафтоносності, взяті за аналогією до розташованої на відстані 15 км на схід Лопушнянської структури. За вибраних параметрів прогностні ресурси нафти категорії Д₁ за кодом класу 334 становлять 25,7 млн т.

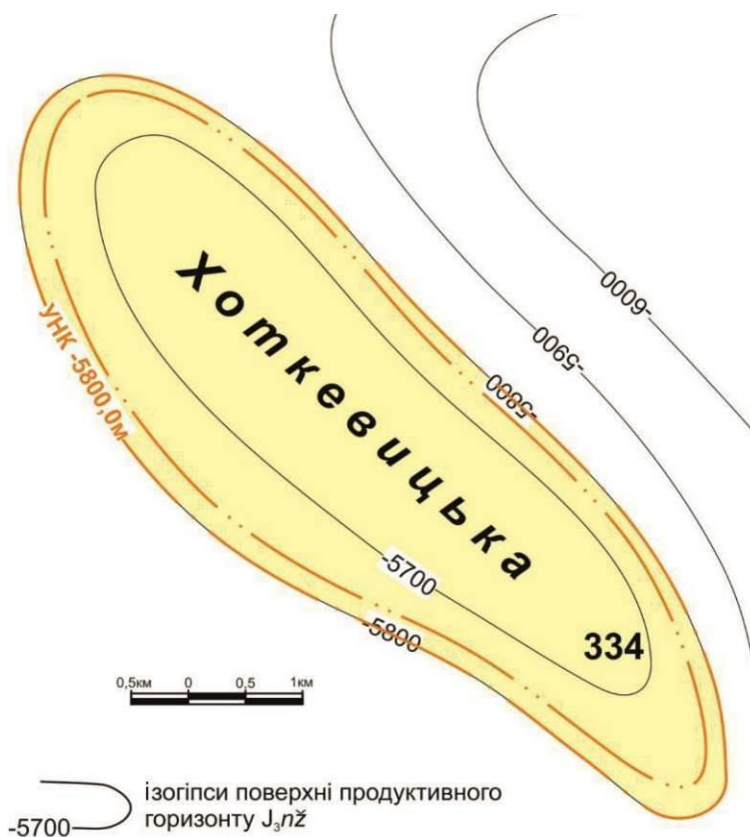


Рис. 52. Структурна карта покрівлі продуктивного горизонту J_{3nž}

5.5. КАРПАТСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ

5.5.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення

Ще у дорадянський період у межах Кросненського покриву і в південних скибах проводилися шурфувальні та бурові роботи на нафту і газ, завдяки чому були відкриті невеликі поклади нафти у Погарі, Козевій, Грозевій, Ясіні, Лугах, Лімні. Прояви вуглеводнів непромислового масштабу спостерігалися на низці

ділянок Кросненського покриву в районах Турки, Ропавського, Яворова, Боберки, Розлуча та багатьох інших.

У повоєнний період у 40-х роках ХХ ст. у Кросненському покриві і південних скибах проводилося структурно-пошукове і розвідувальне буріння на площах Хащів-Лімна-Шум'яч, Хащів-Лопушанка, Явори, Турка, Бітля, Луги, Поташня (Лемківський мегаблок), Козьова і Ополець (Бойківський сегмент). У Гуцульському мегаблоці у південних скибах і Передчорногірському тектонічному елементі були пробурені свердловини площі Жаб'є. Незважаючи на те, що у більшості свердловин відзначалися прояви горючого газу і нафти, промислових покладів вуглеводнів не виявлено.

Починаючи з кінця 60-х років ХХ ст. на частині цих ділянок були пробурені глибокі свердловини, переважно параметричні: 2, 7, 9 і 14-Космач Покутський, 1-Плоске, 1 та 2-Лімна, 1-Козьова, 1-Погар, 1-Тухолька, 1, 2 і 3-Бориня, 1-Бітля, 1-Гринява, 10-Лютня і 1-Семаківська. В усіх цих свердловинах зафіксовані нафтогазопрояви, у більшості – газопрояви, іноді дуже інтенсивні, як наприклад, на Боринській ділянці.

Боринська глибинна складка

За результатами сейсмічних досліджень 1967–1970 рр., у Кросненському покриві була виокремлена параавтохтонна структура – Боринська глибинна складка (рис. 53). Для уточнення її будови і визначення інших важливих показників була пробурена параметрична свердловина 1-Бориня.

У свердловині 1-Бориня, починаючи з глибини 3580 м і до вибою (4873 м), зафіксовані газопрояви. На глибині 4873 м газопрояви перейшли у відкрите фонтанування газом з конденсатом. Упродовж 2 годин 25 хвилин свердловина фонтанувала через бурильний інструмент при тиску на вибої 13 МПа. Після цього фонтанування припинилося, бурильний інструмент виявився прихопленим і свердловину ліквідували. Дебіт газу за найнижчими оцінками становив 500 тис. м³/добу. Поруч зі свердловиною 1-Бориня у 1978–1983 рр. пробурена свердловина

2-Бориня, у якій газопрояви почалися з глибини 3472 м. У свердловину спущена 146,0×139,7-мм експлуатаційна колона на глибину 5228 м. При випробуванні першого об'єкта в колоні з інтервалу 5160–4995 м з-під Боринської глибинної складки з нижньоверховинських відкладів олігоцену отримано приплив газу з конденсатом через 50-мм викид з дебітом близько 400 тис м³/добу і 20 м³/добу води протягом 1,5 години. Після цього насосно-компресорні труби виявилися забитими породою. При повторному освоєнні дебіт газу швидко знизився з 10,3 тис м³/добу до 4,2 тис м³/добу і далі аж до повного припинення припливу. Під час випробування інших дев'яти об'єктів вже з олігоценових відкладів Боринської глибинної складки були отримані припливи газу з дебітами від 0,7 до 7 тис. м³/добу, які також невдовзі припинилися.

Свердловина 3-Бориня, закладена на відстані двох кілометрів на південний захід від свердловини 2-Бориня, розкрила послідовно Боринську, Південнояблунівську і Яблунівську луски і на глибині 3860 м ввійшла у нижньоверховинські відклади Боринської глибинної складки. Нижче, в інтервалі 3860–4510 м, свердловина розкрила відклади нижньоверховинської, 4510–5080 м – верхньоголовецької і 5080–5290 м – нижньоголовецької підсвіті.

Місце розташування цієї свердловини не можна вважати вдалим, бо вона розкрила глибоко занурене крило Боринської глибинної складки.

У свердловині 3-Бориня в процесі буріння випробувані три об'єкти: I об'єкт (верхньоголовецька підсвіта, Яблунівська луска) був випробуваний в інтервалі 3325–3181 м. Отриманий приплив газу з розрахунковим дебітом 4 тис м³/добу. Пластовий тиск на глибині 3181 м дорівнював 403 атм. II об'єкт випробуваний в інтервалі 2767–2674 м (верхньоголовецька – нижньоверховинська підсвіти, Південнояблунівська луска). Отриманий приплив газу розрахунковим дебітом 46 тис м³/добу. Пластовий тиск на глибині 2676 м дорівнював 337 атм.

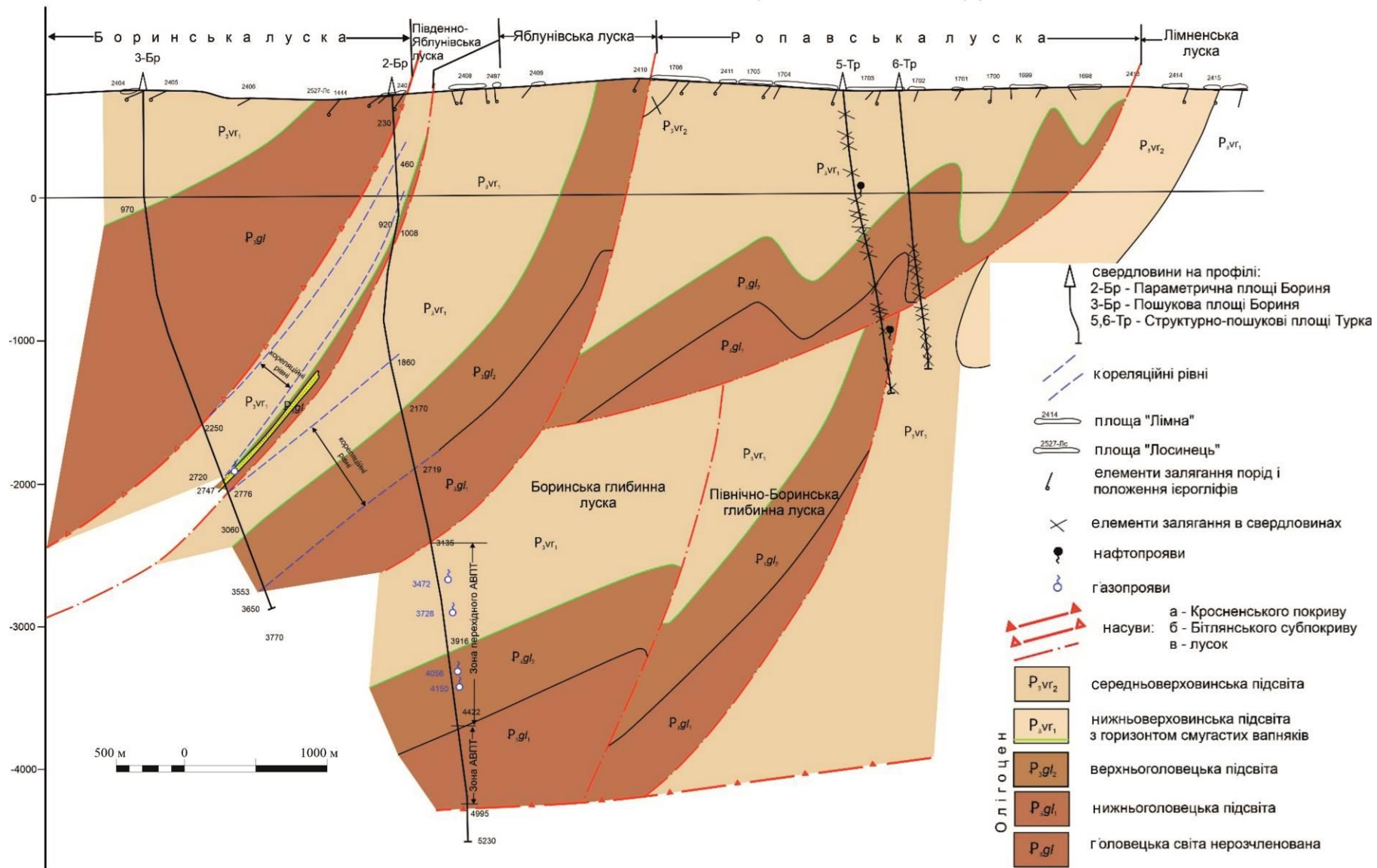


Рис. 53. Геологічний розріз через Боринську площу (уклав В. Є. Шлапінський)

III об'єкт випробуваний в інтервалі 3577–3656 м (нижньоголовецька підсвіта, Яблунівська луска). Отриманий приплив газу розрахунковим дебітом 128 тис $\text{м}^3/\text{добу}$. Пластовий тиск на глибині 3556 м дорівнював 459 атм. На жаль, отримати реальні, а не розрахункові припливи газу не вдалося.

Бітлянська структура

Параметрична свердловина 1-Бітля з вибоєм 3205 м пробурена у Бітлянському субпокрові в межах Яворів-Пилипецької луски з метою розкриття Бітлянської структури. Свердловина розкрила відклади виключно олігоцену (рис. 54). Під час буріння свердловини випробувані п'ять об'єктів за допомогою пластовипробувача на бурильних трубах у таких інтервалах: 973–1010 м (н. верховинська підсвіта) – припливу не отримано; 1364,5–1404 м (н. верховинська підсвіта) – отримано 4,4 м^3 фільтрату розгазованого розчину за 45 хв; 1865–1933 м (головецька світа) – отриманий приплив газу факел висотою 2 м; 2213–2258 м (головецька світа) – прилад не дійшов до вибою; 2978–3056 м (головецька світа) – отриманий приплив газу та розгазованого розчину $Q_r=6,2$ тис $\text{м}^3/\text{добу}$, $Q_f=72$ $\text{м}^3/\text{добу}$, тиск пластовий $P_{пл}=41,2$ МПа на гл. 2957 м – 420 атм.

Розріз головецької світи літологічно складений, в основному, алевритистими породами з прошарками аргілітів. Підшовна частина цієї світи (інтервал 2972–3134 м) через складні геологічні умови та технічні ускладнення вивчена недостатньо: обмежений комплекс геофізичних досліджень в свердловинах при відсутності методів акустичного каротажу і мікробокового каротажу не дали змоги достовірно оцінити фільтраційно-ємнісні властивості виявлених колекторів. За даними випробування у процесі буріння і газового каротажу після буріння пласти-колектори в інтервалі 3103–2978 м оцінені як газонасичені.

За результатами інтерпретації матеріалів ГДС до випробування рекомендовані два об'єкти :

I об'єкт – інтервали 3103–3094 м, 3090–3085 м, 3078–3070 м – на приплив газу;



315

II об'єкт – 3015–2978 м – на приплив газу.

Фактично були випробувані інтервали:

I об'єкт – 3103–3094 м, 3086–3070 м – отримали слабкий приплив газу дебітом 200 м³/добу, підрахований об'ємним методом. Максимальні тиски складали: $P_{тр}=20$ атм, $P_{затр}=76$ атм. За даними термометрії газом працює інтервал 3070–3086 м.

Для збільшення дебіту газу було прийняте рішення перестріляти I об'єкт в інтервалах 3100–3097 м, 3085–3080 м та без встановлення цементного моста випробувати II об'єкт в інтервалах 3063–3050 м, 3048–3025 м, 3007–2970 м.

У результаті випробування цих інтервалів отриманий приплив газу дебітом 1000 м³/добу з фільтратом глинистого розчину. Дебіт фільтрату дорівнював 1,5 м³/добу при $H_{дин}=2250$ м. Пластовий тиск на глибині 3060 м склав 290,12 атм, $T_{пл}=87$ °С.

Згідно з комплексним планом 02.03.2007 р. були перестріляні окремі інтервали I і II об'єктів. Після перестрілу дебіт газу не збільшився. Отримати промисловий приплив флюїду цього розрізу можна лише за умови якісного його розкриття. Незважаючи на разову перфорацію газоносного інтервалу, гідродинамічного з'єднання вдалося досягти тільки з трьома пластами товщиною 1–3 м з інтервалу 129 м. Через ускладнення при бурінні свердловини розкриття інтервалу 2995–3205 м здійснене на глинистому розчині з густиною 1,58–1,63 г/см³, в'язкістю 28–35 с, водовіддачею 9 см³/30 хв. Розкритий розріз сильно закальматований. Складність конструкції свердловини унеможливила проведення гідророзриву пласта.

Структура Тихого

Параметрична свердловина 1-Лютя з вибоєм 3400 м пробурена в крайовій частині Південнолузької складки Дуклянсько-Чорногірського покриву (рис. 55) на відстані 4,7 км на північний захід від місця розташування, початково вказаного в рекомендації на її буріння. Свердловина, пройшовши послідовно олігоценові відклади Південно- і Північнолузької складок, розкрила

в інтервалі глибин 720–3400 м тильну луску Бітлянського субпокриву (рис. 56), представлену верховинськими і головецькими відкладами олігоцену (складка Тихого).

Позитивним моментом є те, що вона не виходить на денну поверхню і тому виявилася екранованою. У процесі буріння проводилося випробування у відкритому стволі. З першого (1008–1087 м) і третього (2404–2455 м) об'єктів були отримані припливи газу з розрахунковими дебітами відповідно 22,5 і 46,2 тис. м³/добу. У свердловині стаціонарно випробувано 12 об'єктів. З більшості з них, крім двох, одержані припливи горючого газу з дебітами 45–685 м³/добу. Спроби інтенсифікації припливів газу, в тому числі й потужний гідророзрив пласта в 12-му об'єкті, результатів не дали.

У низці об'єктів при повторному освоєнні спостерігалися зменшення тисків.

Згідно з висновками ГДС у свердловині виявлено та проінтерпретовано 145 пластів, з них 2 газонасичені, 57 слабогазонасичені, 19 з невизначеним характером насичення. Газонасичені пласти в інтервалі 2427–2439 м мають коефіцієнт пористості 8–12 %, а в інтервалі 2455–2474 м – 8–14 %. Пористість слабогазонасичених пластів змінюється від 2,5 % (найнижче значення, інтервал 2412–2427 м) до 3–6 % (основна маса пластів), подекуди 6–8% і рідко – 6–10 % (інтервали 1437–1457 м, 1469–1493 м, 2763–2774 м та 3310–3320 м).

Пласти з невизначеним характером газонасиченості характеризуються коефіцієнтом пористості, що дорівнює 6–8%. При випробуванні в процесі буріння приплив газу в інтервалі 2404–2455 м склав 46,2 тис. м³/д (пористість за даними ГДС, становить 8–12 %), а в інтервалі 1008–1087 м – 22,5 тис. м³/д (5–8 %).

За даними лабораторії ІГГГК, визначений в інтервалах 1202–1210 м та 1302–1308 м (чотири визначення) пористість змінюється від 2,19 до 2,86 %, тобто в 2–3 рази нижчий, ніж за даними ГДС. Проникність порід-колекторів не була визначена. Нагадаємо, що в колекторах олігоцену Бориславсько-Покутської зони нижня межа пористості, прийнята Державною комісією

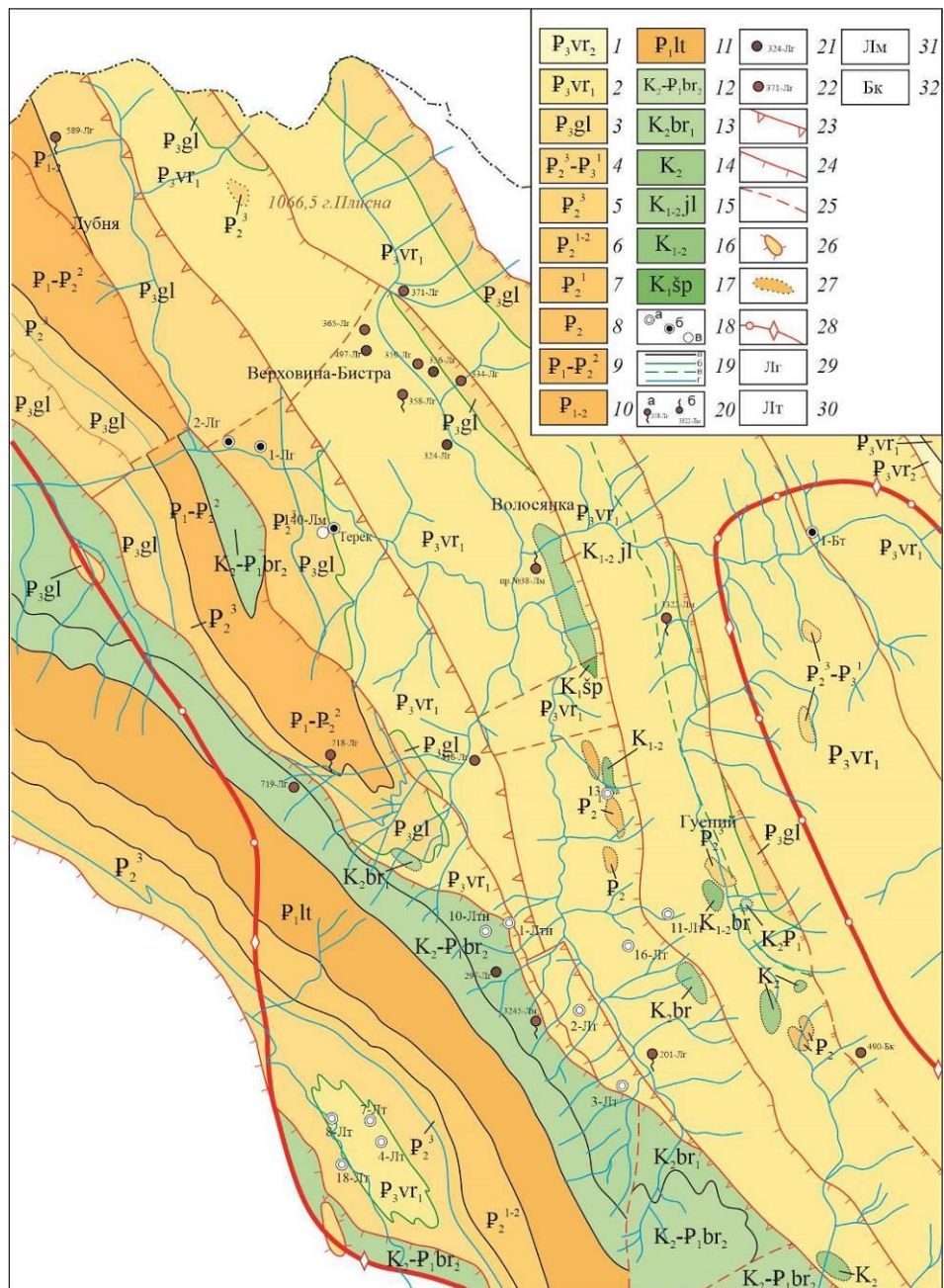
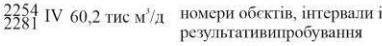


Рис. 55. Геологічна карта площі Лютня (уклав В. Шлапінський, 2017)

Олігоцен: 1 – середньоверховинська підсвіта; 2 – нижньоверховинська підсвіта; 3 – головецька світа; 4 – верхній еоцен, нижній олігоцен. Еоцен: 5 – еоцен верхній; 6 – еоцен нижньо-середній нерозчленований; 7 – еоцен нижній; 8 – еоцен нерозчленований; 9 – палеоцен–середній еоцен нерозчленований; 10 – палеоцен–еоцен нерозчленований; 11 – палеоцен, Лютська світа. 12 – верхня крейда–палеоцен Верхньоберезнянська підсвіта; 13 – верхня крейда нижньоберезнянська підсвіта; 14 – верхньо-крейдові відклади; 15 – крейда нижня-верхня, яловецька світа; 16 – нижня–верхня крейда нерозчленована; 17 – нижня крейда, шипотська світа; 18 – свердловини: а) параметричні-пошукові-розвідувальні, б) структурно-пошукові, в) картувальні. Площі буріння: Лг – Луги, Лм – Ломна, Бт – Бітля, Лт – Люта-Терек. 19 – геологічні границі згідні: а) геологічні границі стратиграфічних комплексів, б) Головецького горизонту, в) супутника Головецького горизонту г) нижньокременевого горизонту; 20 – а) нафтопрояви, б) газопрояви, цифри – номери відслонень; 21 – породи із запахом нафтопродуктів; 22 – прояви бітумів; 23 – насуп Дуклянсько-Чорногорського покриву; 24 – насупи лусок; 25 – розривні порушення (скиду-зсуви); 26 – тектонічні вікна; 27 – олістоліти; 28 – границя гідротермального поля. Площі геологічних зйомок: 29 – Луги; 30 – Люта; 31 – Ломна; 32 – Буковець



(уклав В. Є. Шлапінський)

України по запасах корисних копалин, складає 7%. Коефіцієнт нафтогазоносиченості не визначався ні методами ГДС, ні лабораторними дослідженнями. За візуальним спостереженням зразків керна порода складена щільними і дуже щільними й міцними аргілітами, алевролітами та дрібнозернистими пісковиками. Добре виражена шаруватість та значна тріщинуватість порід. Тріщини виповнені кальцитом. Інколи на границях шаруватості є відкриті тріщини з гравелітом на їх поверхні.

У шліфах алевроліти і пісковики кварцові, середньо-, дрібно- і тонкозернисті, цемент кальцитовий або кременисто-карбонатний. Текстура масивна, структура алевро-псамітова. Порода шарувата. На фотографіях аншліфів керна з різних інтервалів глибин свердловини 1-Лютнянська (рис. 57–59) добре видно тріщинуватість, ширина тріщин 0,02–0,5 мм. Зазвичай тріщини виповнені пелітоморфною полімінеральною речовиною або заліковані кальцитом.

Інколи тріщини відкриті, що суттєво, на декілька порядків, підвищує проникність колекторів.

Позитивні результати отримані при випробуванні свердловини 2-Лютня. У серпні 2015 р. проведене випробування III об'єкта в інтервалах 2281–2279 м, 2276–2260 м, 2259–2257 м, 2256–2254 м. За даними ГДС це ущільнені слабо газонасичені карбонатні пісковики з пористістю 2,0–7,5 %. Промисловий приплив газу становить 60,8 тис. м³/добу на 6,01-мм шайбі. Виконано повний комплекс промислово-геофізичних досліджень. За його даними встановлено, що основний об'єм газу надходить до стовбура свердловини з розкритого перфорацією пласта-колектора № 30 (2253,8–2270 м). Пластовий тиск на глибині 2264 м – 241,5 атм, пластова температура на тій же глибині – 77 °С .

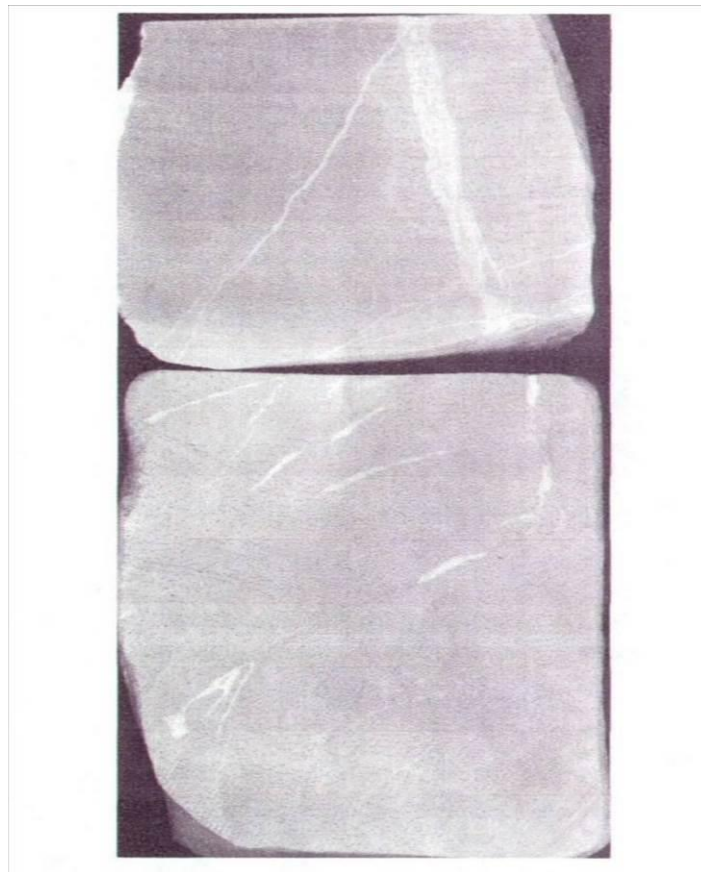


Рис. 57. Вертикальний зріз керн свердловини 1-Лютнянська з інтервалу 1302–1308 м. Піскови́к дрібнозерни́стий кварцовий, масивний, карбонатний, з тріщинами та кавернами, які виповнені карбонатом

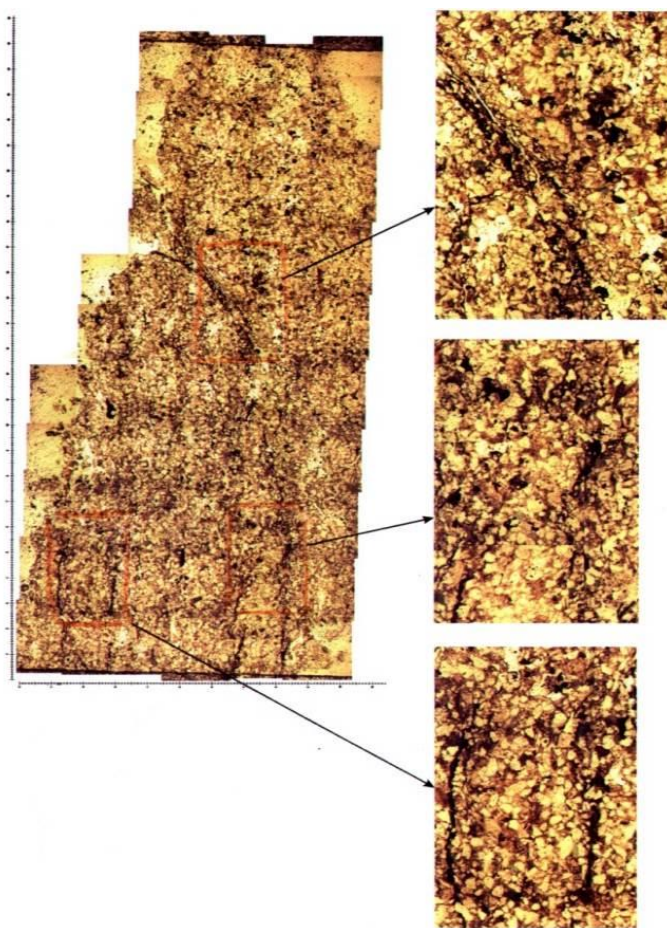
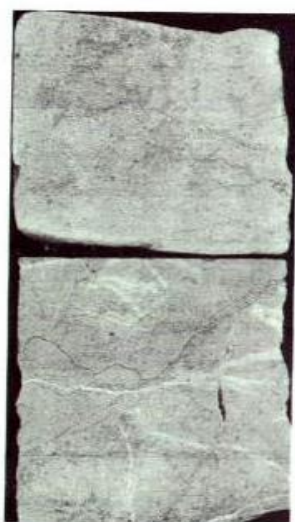


Рис. 58. Вертикальний зріз керна свердловини 1-Лютнянська з інтервалу 1302–1308 м, зразок 8



А



Б

Рис. 59. Вертикальний зріз керна свердловини 1-Лютнянська. А – пісковик з інтервалу 1504–1510 м; Б – алевроліт слюдистий, не карбонатний, розбитий різноорієнтованими тріщинами, частково залікованими кальцитом з інтервалу 3392–3400 м

Семаківська складка

Параметрична свердловина 1-Семаківська пробурена в межах однойменної структури, розташованої в лусці Породчин-Ропочел Передчорногірського тектонічного елемента (рис. 60). У пробурених тут раніше структурно-пошукових свердловинах 32 і 33-Жаб'є під час буріння головецьких відкладів олігоцену відзначені викиди глинистого розчину з глибини відповідно 778 м і 679 м на висоту до 17 м. У свердловині 1-Семаківська, розташованій південно-західніше від свердловини 33-Жаб'є, цей рівень відповідає покрівлі головецької світи і характеризується розвитком колекторів в інтервалі 800–875 м з відкритою пористістю від 8 до 20 %. Викиду газу тут не сталося через обважнення бурового розчину до густини 1,34 г/см³. Під час випробування інтервалу 831–884 м у відкритому стволі отримано приплив горючого газу дебітом 7773 м³/добу, а з урахуванням закупорки пласта 9,24 потенційний дебіт мав би становити 71832 м³/добу. Під час дослідження в процесі буріння нижньокрейдових відкладів Чорногірського покриву в інтервалі 499–569 м одержано 0,76 м³ розчину (флюїд+газ), дебіт рідини – 36,6 м³/добу, дебіт газу – 3 тис. м³/добу. Загалом, за даними ГДС в інтервалі 507–1369 м рекомендовані для випробування вісім горизонтів. В ході випробування в експлуатаційній колоні нижчих, ніж згадані, об'єктів з пористістю 7–11 % отримані припливи легкої нафти з газом дебітами близько 25 л/добу.

Потенційно газонасні горизонти розміщені вище і ще не випробовувалися.

Гринявська параавтохтонна складка

Згори складка перекрита Чорногірським покривом, який виконує роль надійної покришки (рис. 61). Природні нафтогазопрояви у північно-західній частині Чорногірського покриву трапляються рідко. В основному, вони тяжіють до фронтальної частини покриву, де останній ще не є потужним і більш проникний для вуглеводнів. Небагато нафтогазопроявів і в південно-східному секторі цієї тектонічної одиниці. Наприклад, описані виразні сліди нафти на схилі гори Васкуль на границі нижньо- та верхньошипотської підсвіт. Менш чітко вони проявлені в чорногірських пісковиках на схилах Попа Івана (г.

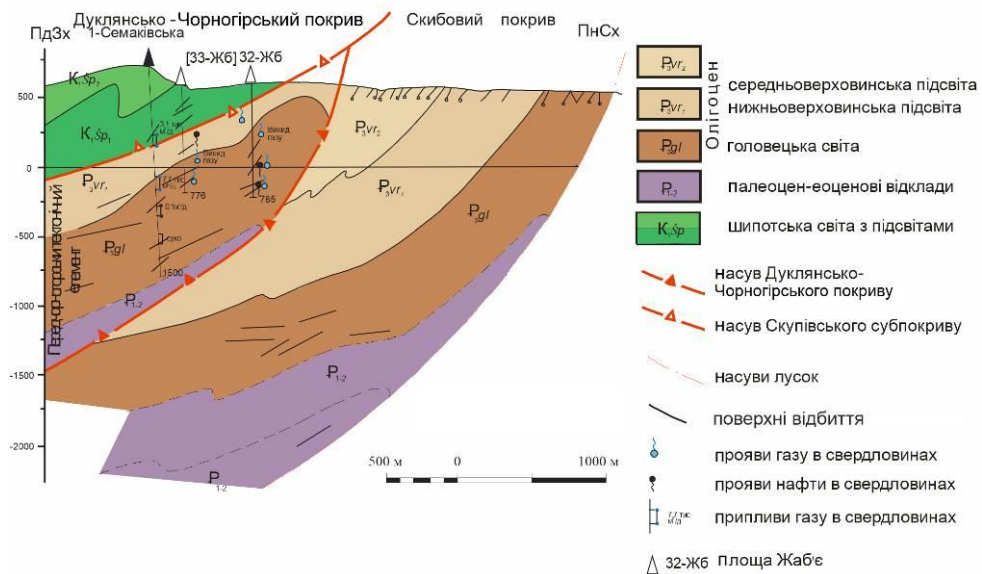


Рис. 60. Геологічний розріз через Семаківську структуру
(уклали В. Є. Шлапінський, В. В. Кузовенко)

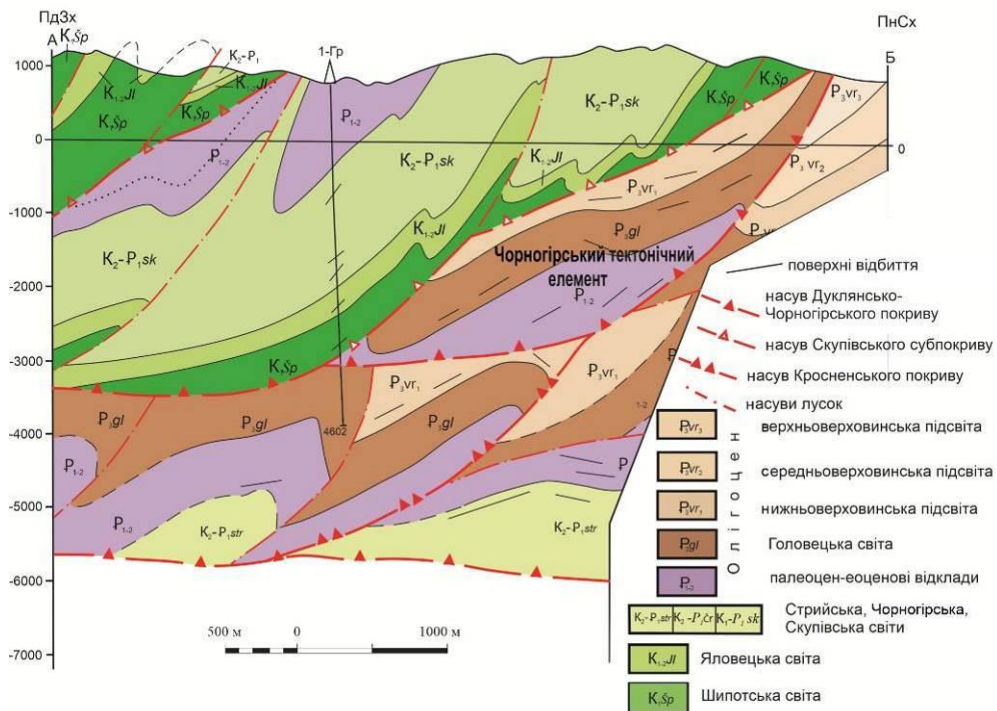


Рис. 61. Геологічний розріз через свердловину 1-Гринява
(уклали В.В. Кузовенко та В.Є. Шлапінський, 2006р.)

Прояви горючого газу, в тому числі й достатньо інтенсивні, спостерігалися і в структурно-пошукових свердловинах 32 та 33-Жаб'є у районі с. Яблуниця. Промисловий приплив газу, у складі якого переважали вуглеводні, отриманий при випробуванні олігоценових відкладів Гринявської структури (табл. 9, 10).

Ці дані свідчать, що у відкладах, перекритих Чорногірським покривом, можливі значні скупчення вуглеводнів. У тих же випадках, коли існують ще й структури, які містять піщані горизонти із задовільними ємнісними характеристиками, є велика ймовірність відкриття значних покладів вуглеводнів.

З викладеного можна зробити висновок, що причиною від'ємних результатів буріння багатьох свердловин у Кросненському покриві є низькі ємнісні характеристики тріщинно-порових і порово-тріщинних колекторів головецької і верховинської світ, які погіршуються ще й внаслідок значних репресій на пласти. Через наявність зон аномально високого пластового тиску, щоб не допустити аварійного викиду, доводилось обважнювати бурові розчини гематитом і баритом. Причиною зменшення, аж до повного припинення, припливів газу з незакальматованих ділянок пластів є, на думку багатьох геологів, надмірна депресія на пласти, яка викликає змикання тріщин та ізолює пласти від стволів свердловин.

Такі ущільнені колектори містять переважно малорухомий розсіяний газ, фільтрація якого в пластових умовах значною мірою підпорядкована не закону Дарсі, а силам міжмолекулярної взаємодії з їх матрицею, що особливо проявляється у випадку звуження капілярів. При розкритті таких некондиційних колекторів свердловинами відбувається або повільний приплив розсіяного газу з дебітами, що не перевищують 0,5–2,0 тис м³/добу тривалістю до 10 років, або інтенсивний приплив у декілька сотень тисяч кубічних метрів за добу (від декількох годин до 2–3 місяців), як це зафіксовано у свердловинах 1 і 2-Бориня.

**Результати випробування перспективних об'єктів
у параметричній св. 1-Гринява**

№ п/п	№ об'єкта	Інтервал випробування, м	Вік порід	Дебіт газу (абс. вільн.), м ³ /д	Дебіт конденсату, м ³ /д	Пластовий тиск, МПа
1	I	4602-4481	Р ₃ mnl	14400	0,025	68,61 (4541,5 м)
2	II	4480-4468 4620-4481	Р ₃ mnl	12800	0,024	—
3	III	4450-4410 4668-4602	Р ₃ mnl	14500	0,027	68,06 (4506 м)
4	IV	4400-4304 4450-4410	Р ₃ mnl	450	0,016	53,7 (4377 м)
5	V	4284-4256	Р ₃ mnl	припливу не одержано		—
6	VI	4120-4059	Р ₃ mnl	припливу не одержано		—

Ресурси газу в таких колекторах можуть бути величезними. Так, ресурси газу щільних низькопроникних пісковиків тільки трьох осадових басейнів епіплатформового орогену Скелястих Гір – Юнкта, Пайсенс і Грін Рівер – оцінені у 17 трлн м³, що у 20 разів перевищує ресурси кондиційних колекторів цих самих басейнів. Низька якість таких колекторів компенсується їх широким розвитком по площі і розрізу. Щоправда, видобуток газу в таких умовах потребує додаткових витрат, пов'язаних з необхідністю буріння великої кількості свердловин і впливу на привибійну зону продуктивних пластів. Внаслідок низької матричної проникності (10^{-18} – 10^{-22} м²) дебіти свердловин звичайно малі. Другою імовірною причиною низьких дебітів газу є помилковий вибір об'єктів випробування у свердловинах внаслідок неоднозначності в інтерпретації продуктивних пластів за матеріалами ГДС, яка зростає у міру зменшення пористості колекторів, а також неефективне розкриття продуктивних пластів і неякісне випробування продуктивних інтервалів.

Таблиця 10

Хімічний склад вільних газів, одержаних при випробуванні св. 1-Гринява

№ п/п	Інтервал відбору, м	Вік порід	Хімічний склад					Коефіцієнти				
			CH ₄	ΣT.B.B	ΣB.B	N ₂	CO ₂	CH ₄ / ΣТУ	iC ₅ H ₁₂ / nC ₅ H ₁₂	iC ₄ H ₁₀ / nC ₄ H ₁₀	Σ ТУ/ CH ₄	C ₂ H ₆ / C ₃ H ₈
1	4450-4410	Р ₃ mnl	89,04	9,53	98,57	0,596	0,83	9,34	2,49	1,48	0,107	0,386
2	4602-4410	Р ₃ mnl	97,05	1,49	98,54	1,24	0,21	64,91	1,65	1,0	0,015	1,29
3	4602-4470	Р ₃ mnl	95,296	1,76	97,66	2,47	0,465					
4	4602-4481	Р ₃ mnl	96,79	1,52	98,32	1,367	0,316					

Категорично неприпустимо використання при розбурюванні низькопроникних колекторів звичайних глинистих розчинів, а особливо обважнених баритом або гематитом. Це призводить до кальматації приви́бійної зони продуктивних пластів. Необхідно використовувати полімерні розчини і солеві, розчинні у кислотах. У випадку обважнення розчинів баритом і гематитом, що необхідно для уникнення аварійних викидів, слід використовувати у подальшому глибокопроникні гідророзриви. Внаслідок їх застосування середні дебіти свердловин збільшуються в декілька разів, що може покрити витрати, пов'язані з гідророзривом (величина їх становить зазвичай до 50% вартості буріння).

Через те, що колекторські властивості поліпшуються у склепіннях антиклінальних складок, сейсмічні дослідження повинні бути спрямовані на їх виявлення. У теригенних породах тріщинна ємність зумовлюється тріщинами міжгранулярної пустотності добре проникних пісковиків, що функціонують як великі тріщинні канали.

Все викладене стосується і потенційно газоносною частини Кросненського покриву, і прилеглих тектонічних одиниць. Тут поширені ущільнені, переважно газонасичені колектори на значних за розмірами площах і в широкому діапазоні глибин. Наявні також різноманітні пастки – як антиклінальні, так літологічні. Сприятливі гідрогеологічні і термобаричні показники свідчать про достатню гідродинамічну закритість розрізу. Це дає змогу виокремити у Лемківському і Бойківському мегаблоках дві перспективні ділянки, де прогнозується поширення порід-колекторів, хоч і невисокої якості. Перша з них – Боберка-Либохора-Сможе-Опорець площею 130 км² – знаходиться у Львівській області зі структурами типу Боринської глибинної складки, друга – Луги-Буковець (Лютнянська ліцензійна ділянка ДК “Укргазвидобування”) площею 300 км² – у Закарпатській області. Ділянок з дещо кращими колекторами дві: перша – Галівка-Мала Волосянка – в зоні зчленування Скибового і Кросненського покривів у Львівській області, друга – Ясіня-Ворохта-Селятин – на південному сході у Закарпатській, Івано-Франківській і Чернівецькій областях. Загальна

площа усіх чотирьох ділянок становить 932 км². З південного заходу вони обмежуються гідротермальним полем.

При виборі конкретних площ під пошукове буріння слід враховувати фактори, які впливають на оптимізацію робіт. Важливо, щоб у розрізі поєднувалися низько- і високопористі колектори, були ділянки з підвищеною тріщинуватістю порід, які приурочені до склепінних частин сильно стиснених антиклінальних складок, перетинів різноорієнтованих диз'юнктивних порушень.

5.5.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ

Ділянка Боберка-Сможе-Опорець (структура Боберка)

Структура розташована поблизу с. Боберка Турківського району на відстані 19 км на захід від м. Турка поблизу державного кордону з Польщею в басейні р. Сян. У тектонічному відношенні вона локалізована в передовій Боринській лусці Бітлянського субпокриву Кросненського покриву і складена виключно породами олігоцену (рис. 62, 63).

У межах Боберської структури на денній поверхні розвинуті породи олігоцену в кросненській літофації – головецька і верховинська світи. Глибокі свердловини, пробурені в межах Боринської луски (наприклад, 3-Бориня з вибоєм на глибині 5230 м), не розкрили відкладів, старших за олігоцен.

Нижньої частини головецької світи (P_{3g1}) олігоцену з підкременевою пачкою і нижньокременевим горизонтом тут немає, бо вони зрізані насувами. Найповніший розріз розкритий глибокою свердловиною Бориня-3 в інтервалі 970–2250 м (близько 1100 м розрізу). Верхня частина світи (близько 500 м) відслонюється на денній поверхні (рис. 64). У межах структури розкрита нижня підсвіта верховинської світи ($P_3 vr$).

Нижньоверховинська підсвіта ($P_3 vr_1$) складена пачками товстошаруватих, різнозернистих пісковиків кросненського типу, які чергуються з аргілітами,

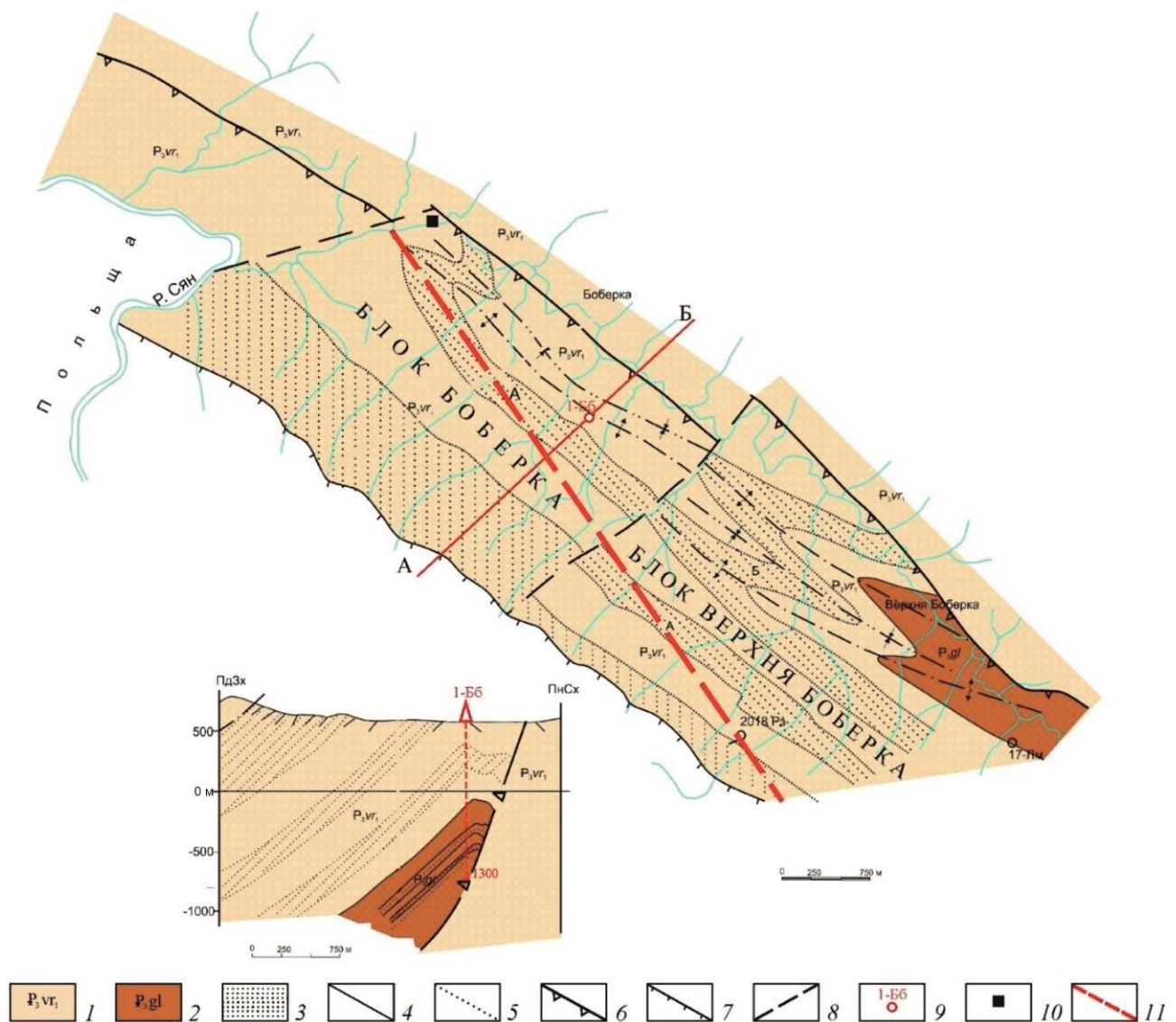


Рис. 62. Геологічна карта ділянки Боберка-Сможе-Опорець (уклали В. В. Кузовенко і В. Є. Шлапінський)

1 – нижньовержовинська підсвіта, 2 – головецька світа, 3 – пачки з перевагою товстошаруватих пісковиків, 4 – стратиграфічні границі, 5 – літологічні границі, 6 – насуп – границя Бітлянського субпокриву (підзони), 7 – насупи лусок, 8 – поперечні розриви, 9 – рекомендована свердловина, 10 – нафтовий шурф, 11 – південно-західна границя ліцензійної ділянки.

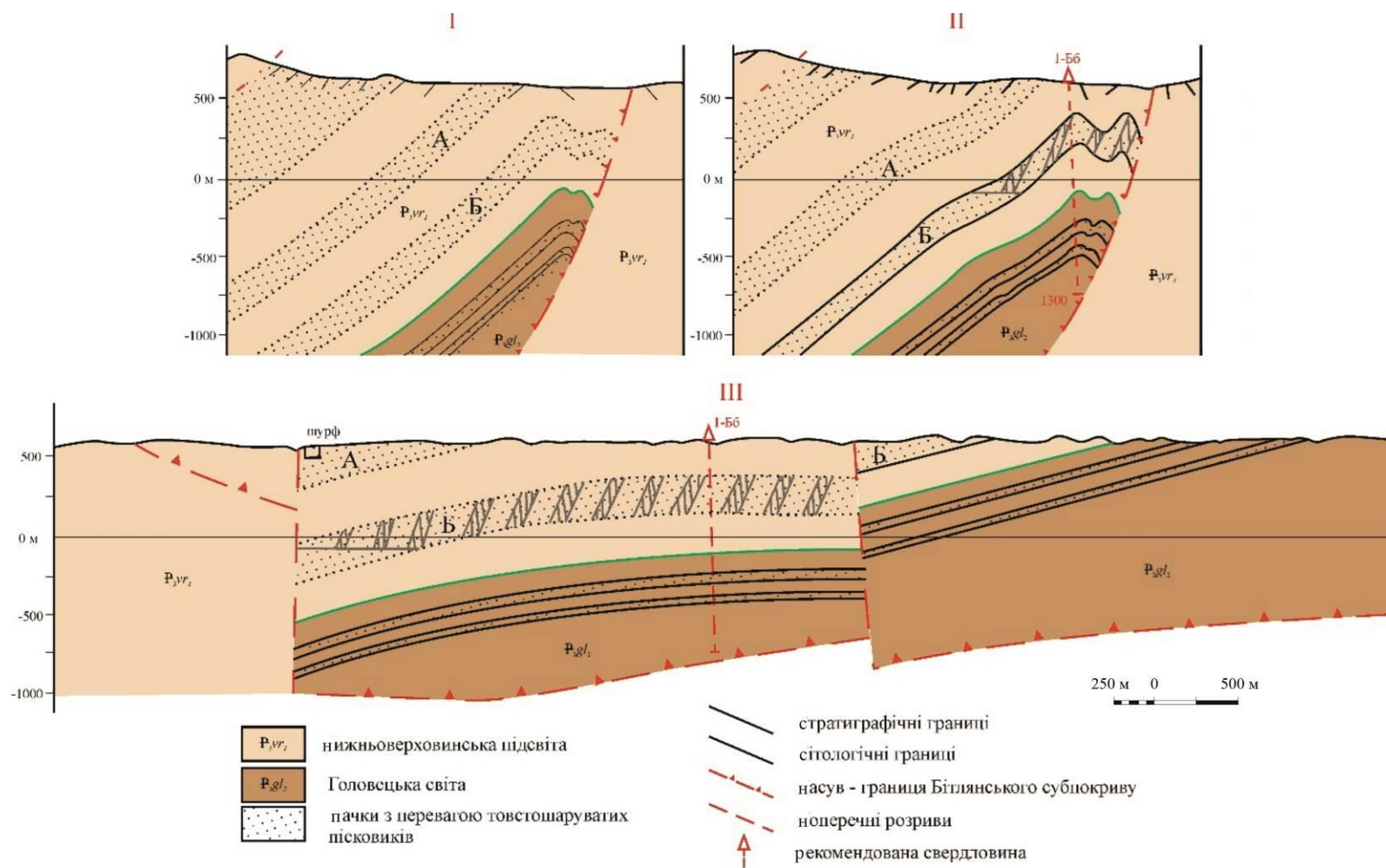


Рис. 63. Геологічні розрізи ділянки Боберка-Сможе-Опорець

алевролітами, рідше мергелями. У підосві підсвіти залягає реперний горизонт смугастих вапняків.

У нижній частині підсвіти товщиною 200 м переважають аргіліти. Вище у розрізі залягають дві піщані пачки «А» і «Б» товщиною приблизно по 180 м. Окремі пісковики мають товщину 4-5 м, піщані пакети 5-45 м, глинисті – 2-12 м. Згадані пачки розділені ритмічним чергуванням порід з перевагою сірих аргілітів товщиною 300 м. Вище у розрізі залягають породи з переважанням аргілітів товщиною понад 300 м; ще вище розріз складений чергуванням піщаних і глинистих пачок. Загальна товщина підсвіти наближається до 1600 м. Рекомендовані ділянка і структура розташовані у передовій Боринській лусці Сможевської скиби Бітлянського субпокриву Кросненського покриву. У фронтальній частині луски від с. Бориня до с. Шандровець на відстані 15 км на поверхню виходять відклади головецької світи олігоцену, в тильній – широка смуга нижньоверховинських відкладів. З північного сходу Боринська луска спочатку насунена на дуже вузьку Південноаблунівську луску з головецькими і верховинськими відкладами (можливо, це зірване північно-східне крило Боринської складки, що простежується за простяганням фрагментарно), а далі – і на верховинські нижні, а місцями – верховинські середні відклади Яблунівської луски Турківського субпокриву.

На північний захід від с. Шандровець у с. Верхня Боберка зафіксований фрагмент склепіння антиклінальної Боринської складки, яка по головецьких відкладах замикається і занурюється. Відтак на денній поверхні розповсюджені вже тільки нижньоверховинські відклади. На відстані 1,5 км на північний захід луску перетинає поперечне розривне порушення типу скидо-зсуву. З північного заходу вздовж р. Ріка (права притока р. Сан) за ним фіксується тектонічний блок Боберка, відокремлений від продовження луски подібним поперечним порушенням. Ширина луски в блоці перевищує 2 км. У її фронтальній частині виявлена антиклінальна складка зі збереженим склепінням шириною близько 400-500 м. У нижньоверховинській підсвіті на денній поверхні відслонюється

Система	Відділ	Світа Підсвіта	Індекс	Літологічна колонка	Потужність	Літологічна характеристика порід
ПАЛЕОГЕН	Олігоцен	Верховинська	Середня		>25 м	Рівномірне ритмічне перешарування порід сірого вапнистого флішу. Пісковики сірі, дрібнозернисті, хвилястошаруваті. Алевроліти тонкошаруваті і аргіліти дуже вапнисті, майже мергелі.
					300 м	Груборитмічний фліш кросненського типу з перевагою пісковиків. Пісковики сірі, різнозернисті, вапнисті, масивні, товстошаруваті (1-5м до 10м) з прошарками і пачками (1-2м до 5м) аргілітів сірих, дуже вапнистих і тонкошаруватих, дрібнозернистих пісковиків або алевролітів
					370 м	Ритмічне перешарування з перевагою аргілітів сірих, вапнистих, товстошаруватих з алевролітами і тонкошаруватими пісковиками, рідше з товстошаруватими (до 1-2м)
					180 м	Груборитмічний фліш з перевагою пісковиків
					300 м	Ритмічне перешарування з перевагою аргілітів
					180 м	Груборитмічний фліш з перевагою пісковиків
					200 м	Ритмічне перешарування з перевагою аргілітів
					70	Горизонт смугастих вапняків
					>900 м	Верхня частина світи представлена сірим, вапнистим, переважно глинистим флішем кросненського типу. Чорні аргіліти і невапнисті пісковики менілітового типу залягають тільки у нижній частині світи

Рис. 64. Літолого-стратиграфічна колонка ділянки Боберка-Сможе-Опорець (уклали В. В. Кузовенко і В. Є. Шлапінський)

потужна (приблизно 200 м) піщана пачка А. Нижче у розрізі залягає друга піщана співрозмірна пачка, відокремлена від першої глинистою товщею (300 м), яка на денну поверхню виходить тільки у сусідньому блоці Верхня Боберка, отже, вона ізольована від денної поверхні.

У тектонічному блоці Боберка відомий вихід нафти. Він розміщений у північно-західній частині блока на правому березі р. Ріка поблизу перетину поперечного розривного порушення, що обмежує блок, з насувом Боринської луски. Біля цього нафтопрояву був шурф, відзначений на карті К. Толвінського, з якого видобували нафту (див. рис. 63). У сусідньому тектонічному блоці Верхня Боберка в лівій притоці р. Ріка відслонюються брилові пісковики пачки Атріщинуваті, з різким запахом і плівкою нафти. На відстані 2,5 км на схід у картувальній свердловині 17 площі Ломна у пісковиках головоцької світи зафіксований в'язкий бітум і відчутний запах нафти. Дещо східніше існував нафтовий шурф.

У складі Боринської луски на суміжній польській території виокремлюються протяжна антиклінальна складка Поляна-Скородне-Лютовиська. Поперечними порушеннями вона розділена на декілька тектонічних блоків. У центральних блоках складка має досить широке склепіння і частково збережене північно-східне крило. У межах складки, у тому числі і в найбільше піднесеній частині, є декілька свердловин, під час буріння яких спостерігалися слабкі нафтогазопрояви. Складка досить широка і потенційно продуктивні горизонти виходять на денну поверхню в її тилівій частині. Це призвело до відсутності пасткових умов. Іншу ситуацію маємо з антиклиналлю в блоці Боберка. Через його невеликі розміри та наявність поперечних порушень піщані пачки в низах нижньовержовинської та головоцької світ ізольовані від денної поверхні і можуть бути нафтонасиченими.

Колекторські властивості пісковиків і алевролітів головоцької і верховинської світ загалом невисокі (табл. 11.).

**Колекторські властивості порід олігоцену у північно-західній частині
Кросненського покриття**

Свердловина	Вік	Кількість визначень	Відкрита пористість, %	Проникність, $1 \cdot 10^{-3}$ мкм ²	Карбонатність, %	Відкрита пористість за даними ГДС, %
Лімна-2 параметрична	P ₃		2,3–10,9 (5,8)	0,01–0,1		
Лопушанка-Хащів-7, 21	P ₃		(<7,0)	<0,1		8–9
Вовче-1 розвідувальна	P ₃					7,3–10
Вовче-11	P ₃					8,5–14,0
Бориня-1 параметрична	P ₃	13	1,2–3,4 (2,05)	0,002–0,02	11,6–44,4	3–7
Бориня-2 параметрична	P ₃	12	0,7–4,3 (1,675)	<0,01	15,1–31,1	до 7–10
Тухолька-1 параметрична	P ₃	10	0,6–1,9 (1,23)	<0,1 до 0,4		6,5–7,2 до 8–9

Проте слід враховувати роль тріщинуватості, яка поліпшує колекторські властивості пісковиків поблизу склепінь антикліналей і розривних порушень. Оцінити нафтогазоносність Боберської структури може параметрична свердловина 1-Боберка проектною глибиною 1300 м з проектним горизонтом – головецька світа. Ця глибина розрахована, виходячи з того, що, окрім пачки«Б», перспективними можуть бути і піщані горизонти у верхах головецької світи. Вони зосереджені в пачці, підосва якої залягає на 450 м нижче від горизонту смугастих вапняків.

Основним перспективним об'єктом Боберської структури є брилові пісковики пачки Б сумарною товщиною 200 м. Водонафтовий контакт обмежується абсолютною відміткою -75 м. Ця цифра визначена на підставі таких міркувань. На денній поверхні біля поперечного порушення, яке обмежує блок Боберка з північного заходу, існував нафтовий шурф. Близкість його до порушення є свідченням того, що нафта у приповерхневій верстві потрапляла з глибини саме по ньому. Це, своєю чергою, свідчить, що джерелом нафти правдоподібно є власне ці потужні пісковики. Найнижча абсолютна позначка, на якій вони можуть контактувати з порушенням, становить -75 м. При такому положенні позначки водонафтового контакту площа контуру нафтоносності

складатиме 3,2 км². Ефективну товщину приймаємо рівною 15 м. Інші параметри визначені за аналогією з Вовченською структурою. Коефіцієнт відкритої пористості приймається рівним 0,08 м, коефіцієнт нафтонасиченості – 0,65, густина нафти – 0,85 г/см³, коефіцієнт усадки нафти – 0,65, коефіцієнт вилучення нафти – 0,1. За таких параметрів перспективні ресурси нафти за категорією С₃ становитимуть 1,38 млн тон, а видобувні – 138 тис. тон.

Либохорська площа

Розташована в Турківському районі Львівської області поблизу с. Либохора на відстані 3 км на південний захід від Ужоцького перевалу (рис.65).

Перспективи площі пов'язані з вузькою лускою, розміщеною між лусками Сянки-Сигловате з північного сходу і Либохора-Вепровець з південного заходу. Всі вони на денній поверхні складені відкладами олігоцену кросненського літотипу бітлянського підтипу з високим вмістом сірих карбонатних аргілітів. Проте у розрізах головецької і верховинської світ виявлені також пачки товстошаруватих пісковиків.

Довжина Либохорської площі становить 10 км, ширина – до 0,5 км. Поперечним розривним порушенням типу скидо-зсуву з амплітудою 500 м вона розділена на два тектонічні блоки. У північно-західному блоці розмірами 2,5х0,4 км закартований вихід маркувального горизонту смугастих вапняків. На відміну від більшості карпатських лусок у фронтальній частині цієї луски виходять не породи старшої за віком головецької світи, а спочатку середньоверховинські, а південно-західніше – і нижньоверховинські верстви. Про нормальні нетектонічні контакти між підсвітами свідчать ієрогліфи на седиментаційних площинах пластів у південно-західній частині площі.

У південно-східному блоці смугасті вапняки на денну поверхню не виходять, а в його межах спостерігається та сама картина: у фронтальній частині луски виходять молодші породи середньоверховинської підсвіти, а південно-західніше – нижньоверховинської. Середньоверховинські відклади Південносянківської луски незгідно контактують з породами тієї ж світи

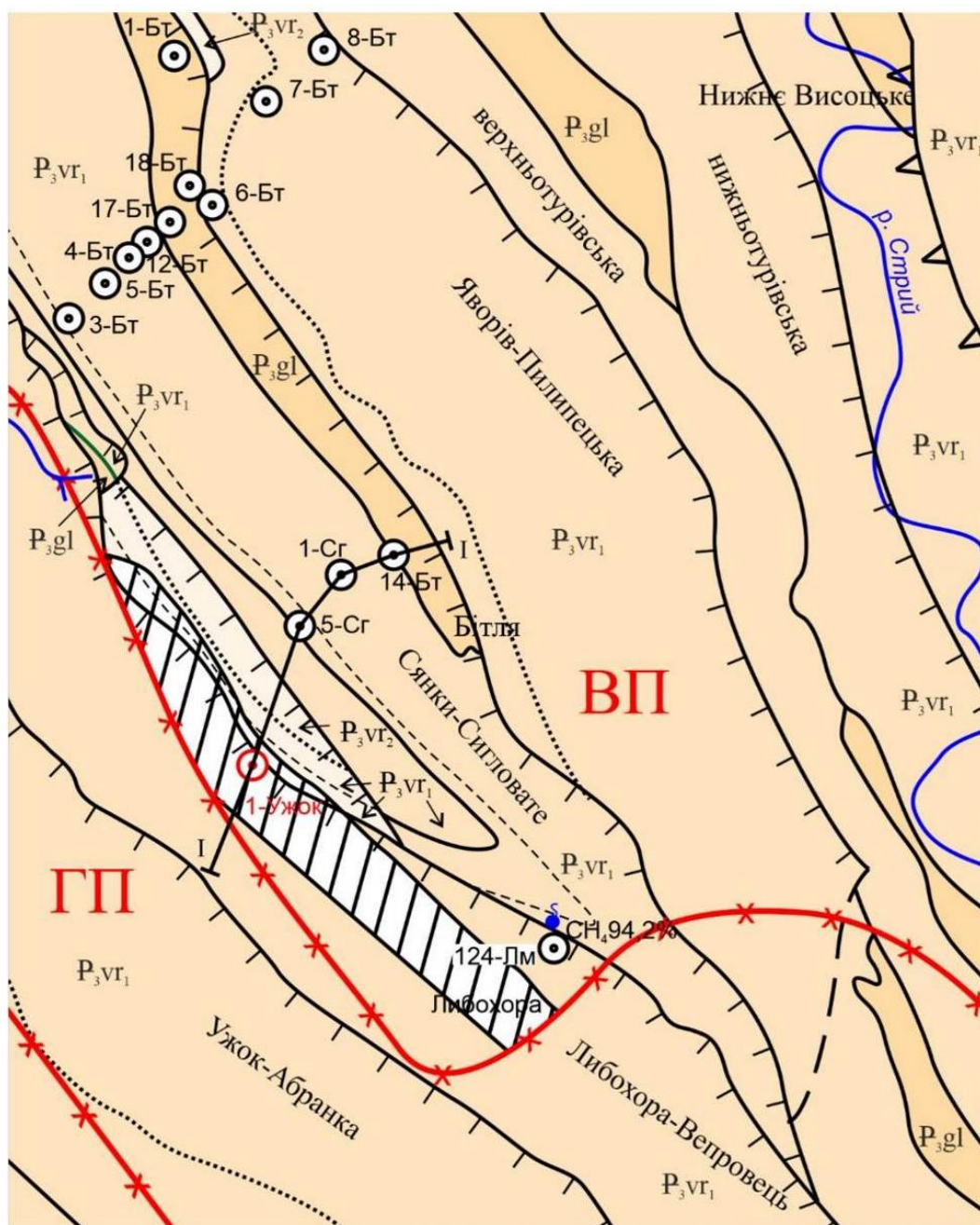


Рис. 65. Фрагмент геологічної карти Бітлянського субпокриву з перспективною ділянкою Либохора (уклав В. Є. Шлапінський, 2008)

сусідньої луски Сянки–Сигловате. У цій лусці спостерігається звичайна для

більшості карпатських лусок послідовність: у фронті давніші комплекси, в тильній частині – молодші. Здавалось би, що середньоверховинські відклади обох лусок виповнюють мульду синкліналі, проте це не так, тому що її південно-західне крило має набагато меншу товщину, ніж північно-східне. Отже, спостерігається досить рідкісний випадок насувного зриву у мульді синкліналі (див.рис. 65).

Значно частіше підвернуті зірвані крила знаходяться у ядерних частинах антикліналей або на їх північно-східних крилах. Характерною літолого-стратиграфічною особливістю Яворів-Пилипецької, Сянки-Сигловатської і Південносянківської лусок є наявність одразу під середньоверховинськими відкладами потужної, до 200 м, пачки з переважанням товстошаруватих пісковиків у верхах нижньоверховинських підсвіти. Щоправда, в обох лусках вони виходять на денну поверхню і пошукового інтересу не становлять. Відклади головецької світи у широкій лусці Сянки-Сигловате також значною мірою розкриті. Натомість, у значно вужчій Південносянківській лусці вони перебувають під доволі похилим, судячи з конфігурації, насувом Либохора-Вепровецької луски. Про розріз головецької світи можна судити з результатів буріння структурно-пошукової свердловини 12-Бітля, враховуючи ідентичність розрізу обох лусок. У ній на 250 м нижче горизонту смугастих вапняків була розкрита потужна 200-метрова піщана пачка. У лусці Сянки-Сигловате вона виходить на денну поверхню, а от у Південносянківській лусці пісковики цієї пачки надійно екрановані від поверхні насувом луски Либохора-Вепровець і утворюють тектонічно екрановану пастку для вуглеводневого скупчення.

Про вірогідну насиченість пастки вуглеводнями може свідчити таке. На відстані 1,5 км на південний схід від крайнього виходу Південносянківської луски у нижньоверховинських відкладах луски Либохора-Вепровець, недалеко від її насуву на Південносянківську луску, пробурена картувальна свердловина 124-Ломна. У ній з глибини 50 м отримали приплив горючого газу з вмістом метану 94,2 %. Якщо врахувати, що Південносянківська луска трасується сюди

під насувом луски Либохора-Вепровець, то газ може надходити у приповерхневі шари саме з прогнозованої пастки по тріщинах, які супроводжують зону насуву. Відсутність проявів газу на денній поверхні свідчить про достатню ізольованість пастки. З метою розкриття ймовірного покладу газу пропонується пробурити свердловину 1-Ужок проектною глибиною 2300 м. Проектним горизонтом є піщана пачка у верхах головоveckої світи (рис. 66).

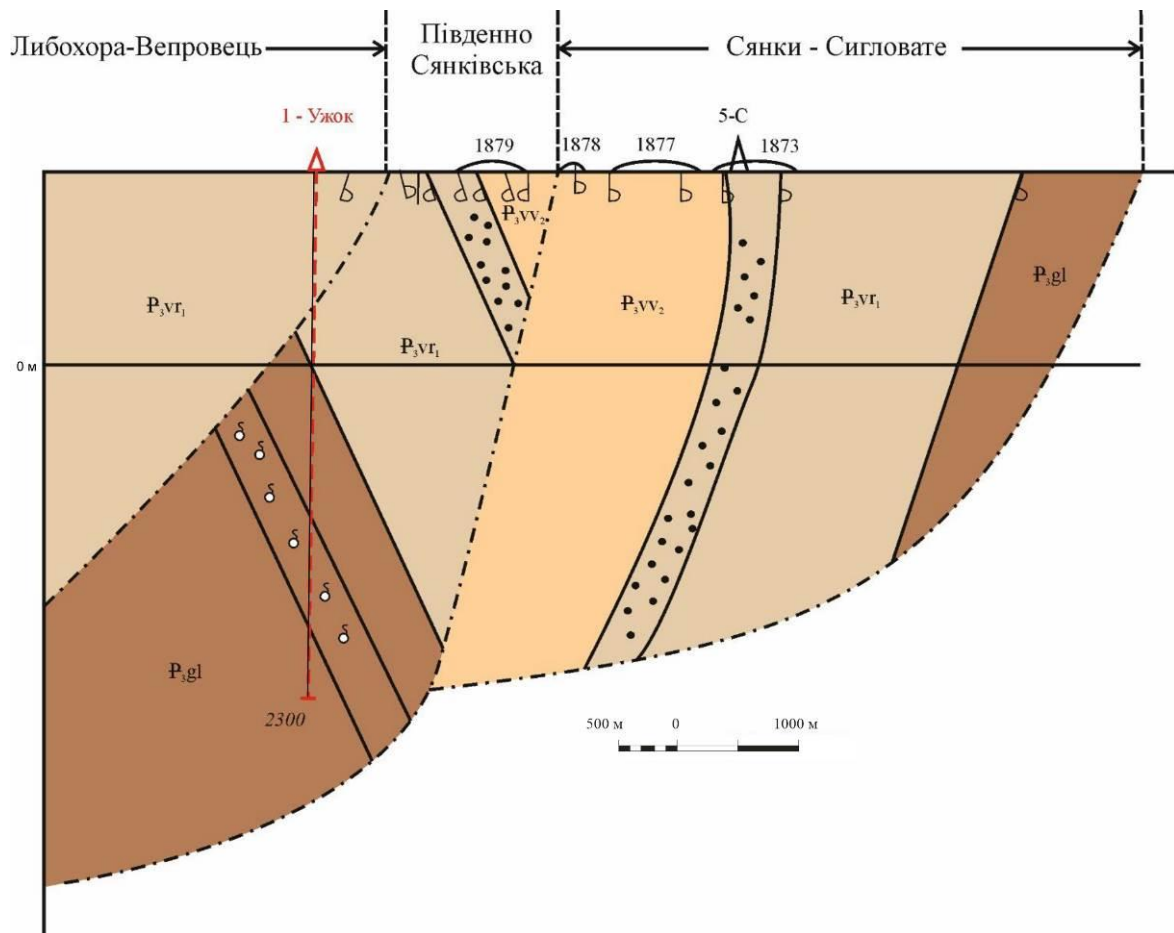


Рис. 66. Геологічний розріз через Либохорську ділянку

5.6. ЗАКАРПАТСЬКА ГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ

5.6.1. Особливості геологічної будови та зони нафтогазонакопичення

Закарпатський внутрішній прогин належить до міжгірських внутрішньокарпатських депресійних структур і розташований уздовж південно-західних схилів Західних та Східних Карпат.

З північного сходу на більшій частині території прогин межує з П'єнінською зоною скель, а на схід від долини Тересви – палеогеновим комплексом, відомим у геологічній літературі також як міжскельний або шопурський фліш, та Мармароською зоною.

З півдня та південного-заходу до Закарпатського прогину безпосередньо підходять східні ділянки западини Алфольд, відомої також під назвою Великої Угорської Западини. Різниця між прогином і западиною полягає у тому, що перший формувався протягом всього неогену, а западина стала областю інтенсивного прогинання та накопичення осадків лише в пізньому міоцені та пліоцені. Крім цього, прогин має форму відносно вузької бороздоподібної структури карпатського простягання, а западина – блюдцеподібну.

До прогину належать західна частина Східнославацької області, Мукачівська і центральна частина Солотвинської області та східна частина басейну Марамуреш. Це єдиний прогнутий елемент, заповнений доволі потужною 4,5-кілометровою товщею міоценових молас, які залягають з кутовою та стратиграфічною незгідністю на різновікових утвореннях донеогенової основи.

Прогин має двоповерхову будову, в якій чітко виокремлюються нижній, донеогеновий та верхній, неогеновий поверхи. У межах поверхів виділяються дрібніші елементи – підповерхи (півповерхи). Так, для Мукачівської та Солотвинської ділянок прогину в міоценовому комплексі їх три:

- підсольовий (грушівська світа міоцен-олігоцен, терешульська світа карпатського ярусу та новоселицька світа нижнього баденію);

- сольовий (тереблянська світа середнього баденію);
- надсольовий (солотвинська, тересвинська і басхівська світи верхнього баденію, доробратівська, лувівська і алмаська світи сарматського ярусу та утворення панону і понту).

Окремий підповерх утворюють породи вулканогенного комплексу Вигорлат-Гутинського пасма (дакій-румуній).

Фундамент прогину складений палеозойськими, мезозойськими та палеогеновими утвореннями, які розкриті як структурно-пошуковими, так і глибокими розвідувальними свердловинами.

Донеогеновий комплекс має складну блоково-насувну структуру: його насуви очевидно похилі, безкореневі і вміщують тектонічні елементи Татро-Вепорид, структури основи западини Альфольд, різнофаціальні одиниці продовження Марамурешського басейну, а також строкатобарвний шопурський фліш та занурені ділянки П'єнінської зони.

Верхній структурний поверх вивчений бурінням значно краще за нижній, і його внутрішня будова доволі проста.

Породи відносно слабо дислоковані і утворюють лінійно витягнуті в карпатському простяганні антиклінальні та синклінальні складки і блоки. Важливу роль у формуванні структурного плану відіграв соляний тектогенез та інтрузивні вклинювання різного віку.

За особливостями літофацій неогенового розрізу та його будови в межах Мукачівської та Солотвинської частин прогину розрізняють північно-східний моноклінальний борт, центральну, найбільш занурену зону антиклінальних складок, які залягають на породах фундаменту на глибинах 1310 м на площі Теребля, 3400 м – на Руськокомарівській структурі і 3700 м – на ділянці Апшиця, Берегівську зону горстів, або смугу горстоподібних піднять, яку некоректно, на наш погляд, ототожнюють з Припанонським глибинним розломом і ефузиви Вигорлат-Гутинської гряди.

По-різному оцінюються вказані структурні елементи за ступенем їх ймовірної промислової нафтогазоносності. За ступенем зниження значущості, в

ньому можна виокремити райони поширення центрально-карпатського палеогену (під ефузивами Вигорлат-Гутинської смуги в межиріччі Ужа і Вижниці), палеогену зануреної під міоцен П'єнінської зони скель та району Солотвино-Апшиця, а також утворень мезозою. Неперспективним вважаємо район кристалічних утворень Ужгородського зануреного виступу.

В міоценовому комплексі найбільший інтерес становить центральна зона складок, якій притаманні численні нафтогазопрояви і де відкриті декілька родовищ газу.

Другим за перспективністю вважаємо північно-східний борт, третє місце займає Берегівська зона. Певні перспективи пов'язуємо з північно-східним районом Альфольда, що межує з прогином (ділянка Петрово–Вилково, де спостерігаються максимальні, до 1000 м, товщі панонських утворень), а також осадові утворення міоцену, які залягають під ефузивним комплексом меридіональної ділянки хребта Тупого.

У межах Закарпатського прогину встановлені п'ять родовищ горючого газу і одне родовище вуглекислого газу.

Першим газовим родовищем, відкритим у Закарпатті, було Солотвинське, де газ пов'язаний з туфами новоселицької світи нижнього баденію. В породах світи домінують складнозбудовані колектори змішаного тріщинувато-порового і тріщинуватого типу. Надійними покривками тут виступають засолені глини і кам'яна сіль верхньотереблянської підсвіти, а резервуарами – обернено-східчасті тектонічно екрановані блоки пасток у туфах і туфопісковиках новоселицької світи.

Солотвинська структура – це типова брахіантикліналь, ускладнена в склепінній частині відкритим соляним діапіром. За даними буріння з'ясована незбіжність структурних планів підсольових і надсольових комплексів, а відкритому діапіру в підсольовому ложі відповідає ускладнена розривами синкліналь.

Останнім часом на західній периклінальній частині цієї структури (Дібровська ділянка) з відкладів грушівської світи (рупель-егер) свердловиною 22-Солотвино з інтервалу 2100-2155 м отриманий промисловий приплив газу.

Русько-Комарівське газове родовище також пов'язане з брахіантиклінальною складкою, яка ускладнена вулканогенними утвореннями – гранодіорит-порфіри. Припливи газу тут отримали з теригенних піщано-глинистих порід верхнього бадену і нижнього сармату, а також із строкатоколірних відкладів карпатського ярусу. Непромислові припливи задокументовані також в донеогеновому комплексі з порід мезозою та палеозою (св. 1-Руські Комарівці). Поклади склепінні, літологічно та тектонічно екрановані.

На суміжній території Східної Словаччини промислово газоносними є верхньобаденські і нижньосарматські відклади на структурах Птрукша, Стретава, Ластомір, Торговіште, Поздішовце, Гребішов та ін.

Колекторами у міоценових утвореннях Закарпаття є пісковики, алевроліти, туфи, туфіти та туфопісковики, а роль покришок виконують пачки і товщі глин луківської та доробратівської світ сарматського ярусу, строкатоколірні утворення кошелівської світи понту та ільницької світи дакію-румунію, а також хемогенні утворення верхньотереблянської підсвіти середнього баденію.

У новоселицькій світі поруч з колекторами, що мають задовільну міжзернову пористість, у розрізі міоцену поширені породи, фільтраційні та емнісні властивості яких залежать від ступеня їх тріщинуватості.

Пошуково-розвідувальне буріння на газ в межах Закарпатського прогину протягом останнього десятиліття велося на Вінківській, Леськівській, Мартівській, Бородівсько-Новосільській, Арданівській, Буштинській, Данилівській, Грушівській, Дібровській та Кам'янській площах. Пробурено 21 свердловину загальним обсягом 40976 метрів Свердловиною 22-Солотвино відкрите Дібровське родовище горючого газу і Мартівське – вуглекислого газу. На Кам'янській площі отримали припливи горючого газу.

Арданівська площа

Арданівська площа розташована на території Іршавського району Закарпатської області в районі сіл Доробратова, Негрова, Загаття, Брід, Мединиці та Дунковиці.

До моменту виявлення однойменної структури (Хоменко, 1971) Арданівська площа вивчалась як східна периферія значної за розмірами Залужської брахіантикліналі. Остання вперше виявлена І. Б. Плешаковим в 1948 р. і підтверджена за результатами геологічної зйомки масштабу 1:50 000 (рис. 67), яка виконана в 1953 р. В. І. Утробіним (Кучер, 2008; Петрашкевич, 1967).

У 1953–1954 р. р. тут розпочалося структурно-пошукове буріння (Верниковський, 1976). В контурі, окресленому ліцензією на Арданівську площу, пробурені 22 структурні свердловини глибинами від 330 м до 894 м. Буріння супроводжувалося численними газопроявами в сарматських відкладах в інтервалі глибин 22–320 м.

Упродовж 1957–1959 р. р. на Залужській площі пробурили щ п'ять структурних свердловин з метою встановлення характеру геологічної будови і газоносності сарматського комплексу. У 1958 р. Стрийська контора розвідувального буріння тресту “Львівнафтогазрозвідка” розпочала буріння глибоких свердловин на Залужській брахіантикліналі. Протягом 1958–1961 р. р. в районі Арданово пробурені свердловини 1, 3, 6-Залуж глибинами від 2340 м до 2700 м. Відсутність промислових покладів газу в глибоких свердловинах на прилеглий до Арданівської площі території була підставою для висновку про недоцільність подальших пошуків вуглеводнів на цій ділянці Закарпаття (Пилипчук, Карпенчук, 1985; Котык и др., 1977; Матвеева, Васильев, 1971; Пархомовский и др., 1981).

На думку інших дослідників (Котык и др., 1977; Пархомовский и др., 1981). Залужька структура розглядалася як одна з найперспективніших на газ у Закарпатському прогині, що й було підтверджено відкриттям Станівського родовища свердловиною 2-Яблунів.

Арданівська структура виявлена за результатами сейсмічних досліджень 1986–1988 р.р. (Хижняков, 1986). Її будова деталізовувалася подальшими сейсмічними роботами (Ва́нську, 1989) з невибуховими джерелами збудження у 1989–1991 р.р.

Проте через наявність хребта Вигорлат-Гутинського пасма та населеного пункту основний обсяг робіт був виконаний лише на південно-західному крилі та південно-східній перикліналі цієї структури. По горизонту відбиття у тереблянській світі вона окреслилася як брахіантиклінальна складка північно-західного простягання, склепінна частина якої залягає на 450 м гіпсометрично вище Яблунівської та оконтурюється ізогіпсами 1550-1500 м (рис. 68).

За експертною оцінкою газоносності Арданівської та Завидівської структур, виконаною в 1992 р. фахівцями відділу регіональної геології ЛВ УкрДГРІ, їхні сумарні ресурси газу категорії С₃ становили 850 млн. м³, у тому числі новоселицької світи – 390 млн м³ (Арданівська структура), доробратівської світи – 460 млн м³ (Завидівська структура). Після скорочення млн крапка не ставиться!

На Арданівській площі пробурено три свердловини, які не дали позитивних результатів, тобто не розкрили покладів вуглеводнів. Всі вони розташовані на північно-східному крилі Залузської брахіантикліналі, яка розбита поздовжніми розломами на окремі східчасті блоки, що занурюються в бік Білківської депресійної ділянки. Падіння порід у цих блоках північно-східне, полого (10–12°), вони утворюють просту монокліналь з двома невеликими пів склепіннями в районі свердловин 1, 2-Арданівська (рис. 69, 70). По підшві доробратівської світи ці пів склепіння оконтурені ізогіпсою -400 м, а по підшві тереблянської світи – -1800 м і -1500 м (див. рис. 68).

В аналогічних умовах пробурена і свердловина 3-Арданівська, яка також розташована поблизу розлому у східній, зануреній частині Залузської складки. Пів склепіння оконтурене тут по підшві доробратівської світи ізогіпсою -1100 м, а по підшві тереблянської світи – -2500 м.

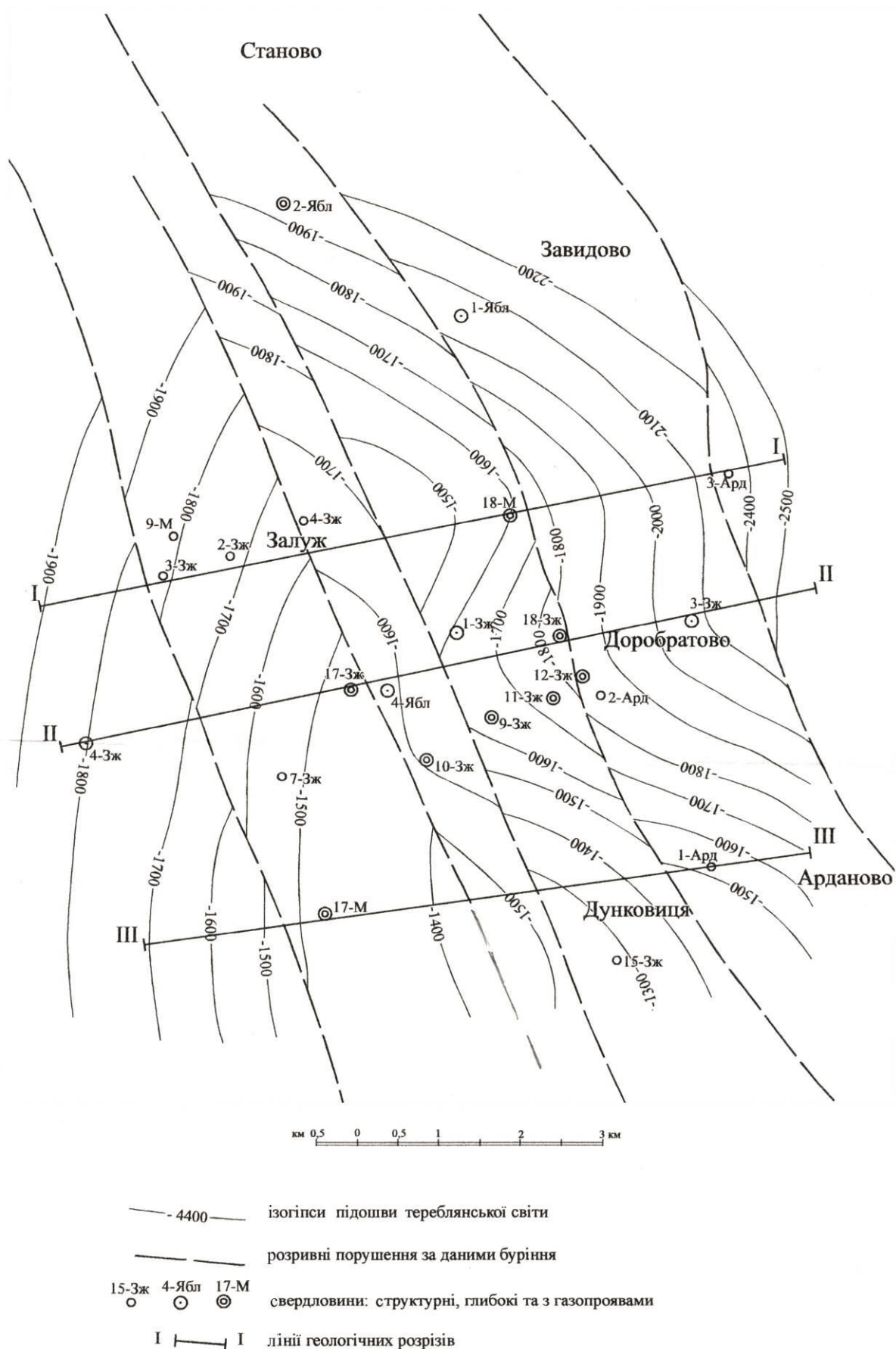
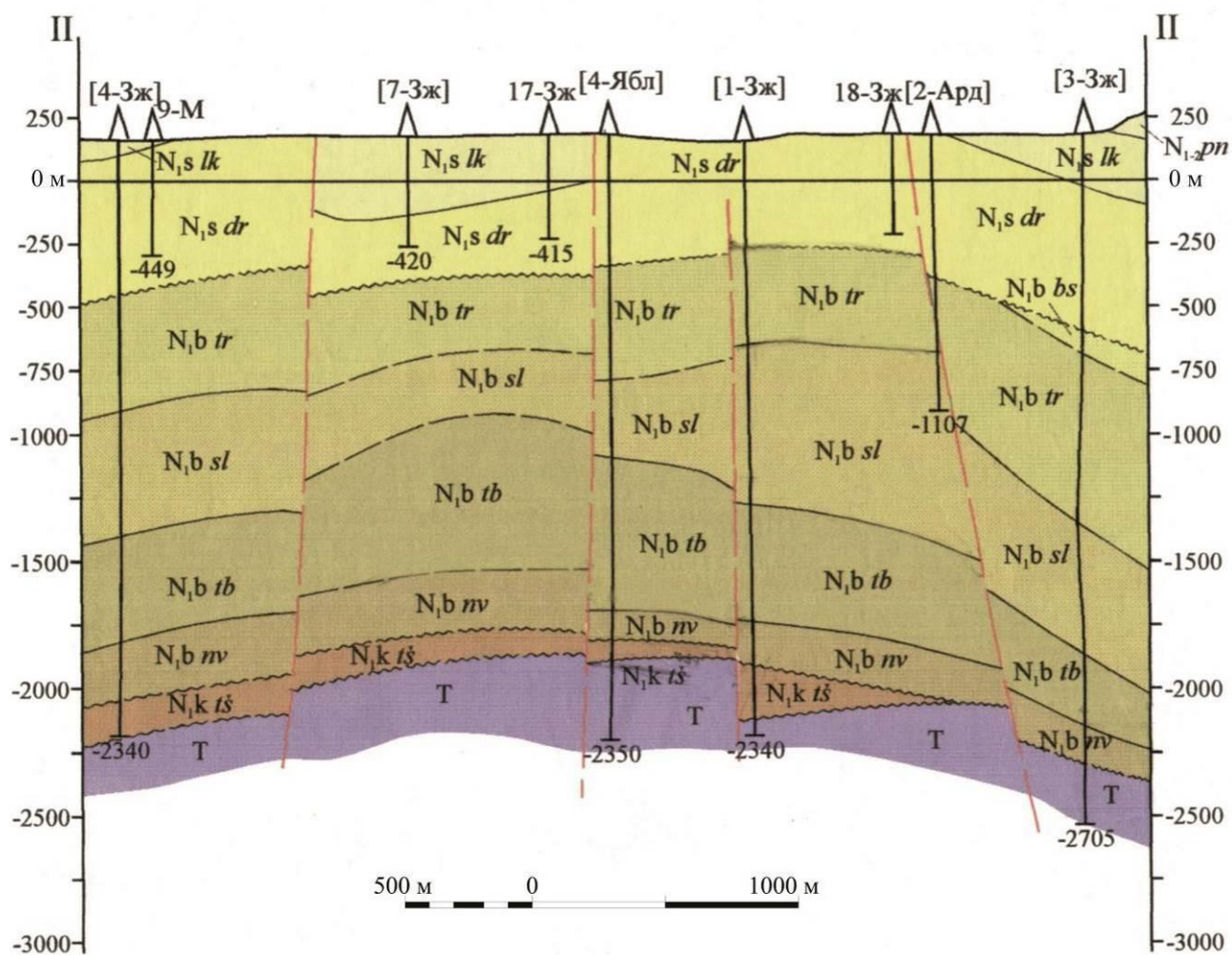


Рис.68. Арданівська площа. Структурна карта підшви тереблянської світи (уклали П. Ю. Лозиняк та Ю. І. Малетич, 2004)



- геологічні граніці:
- а) згідні
- б) передбачувані
- в) незгідні
- тектонічні порушення
- за даними буріння
- свердловини:
вверху - номер
внизу - абс. глибина вибою
- 2340
- | | |
|----------------------------|------------------------------|
| N_{1, pn} | панон |
| N_{1, s lk} | сармат, луківська світа |
| N_{1, s dr} | сармат, доробратівська світа |
| N_{1, b bs} | баден, басхівська світа |
| N_{1, b tr} | баден, тересвинська світа |
| N_{1, b sl} | баден, солотвинська світа |
| N_{1, b tb} | баден, тереблянська світа |
| N_{1, b mv} | баден, новоселицька світа |
| N_{1, k ts} | карпатій, терешульська світа |
| T | тріасова система |

Рис. 69. Арданівська площа. Геологічний розріз по лінії II-II (уклали П. Ю. Лозиняк та Ю. І. Малетич, 2004)

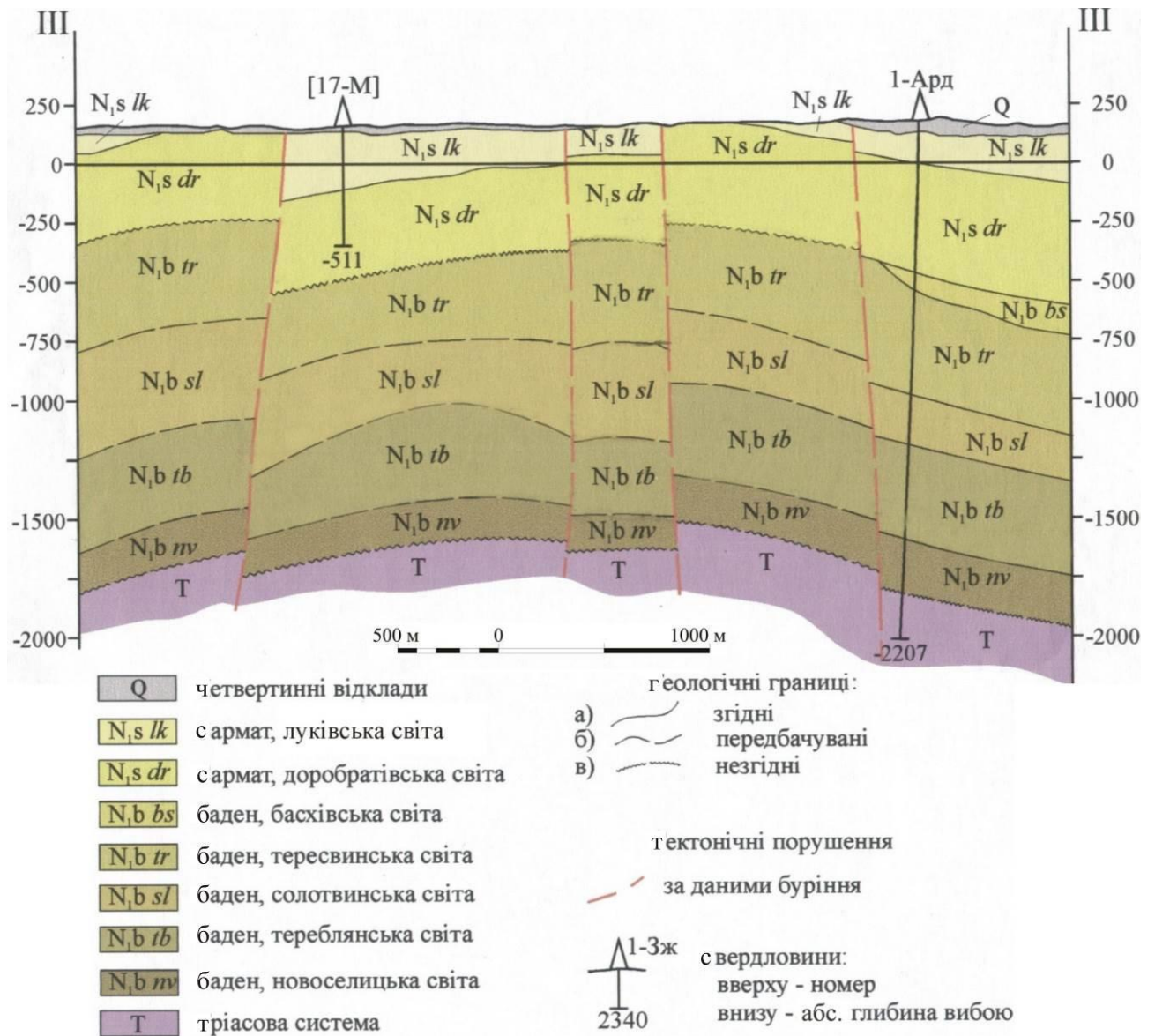


Рис. 70. Арданівська площа. Геологічний розріз по лінії III-III (уклали П. Ю. Лозиняк та Ю. І. Малетич, 2004)

Таким чином, за нашими уявленнями, самотійних замкнених Арданівської, Завидівської та інших структур, виявлених сейсморозвідкою, тут немає. Є одна велика Залузська структура, розбита тектонічними порушеннями на окремі блоки, в межах яких виокремлюються невеличкі екрановані пастки у вигляді прилеглих до розломів пів склепінь. За таких умов ймовірність утворення покладів газу залежить від екранувальної ролі розломів,

амплітуди пів склепінь, колекторських властивостей перспективних комплексів.

Розрізи тріасу і новоселицької світи, які розкрила свердловина 1-Арданівська, виявилися безперспективними внаслідок відсутності пластів-колекторів. Розріз баденських і сарматських відкладів північно-східного крила Залузьської брахіантикліналі на ділянці свердловин 1, 2, 3-Арданівські виявився більш глинистим, ніж інші частини структури, де встановлені конуси виносу грубоуламкового матеріалу. В смузі одного з них свердловиною 2-Яблунівська відкрито поклад газу Станівського родовища. За результатами ГДС у розрізах свердловин, пробурених в північно-східному блоці Арданівської площі, достовірно газонасичених пластів з промисловою характеристикою не встановлено. Рекомендовані до випробування як можливо газоносні пласти-колектори виявилися обводненими. Перегляд матеріалів показує, що всі відомі на цій території газопрояви приурочені до центрального і західного блоків Залузьської структури. До зануреної північно-західної частини центрального блока приурочене і Станівське газове родовище.

Арданівська і Завидівська структури виведені з фонду перспективних об'єктів. Територія, на якій вони розташовані, є північно-східним крилом Залузьської брахіантикліналі, в межах якого немає сприятливих умов для формування і збереження покладів газу. Перспективною можна вважати північно-західну її перикліналь, де зрозташоване не до кінця розвідане, на наш погляд, Станівське родовище, і ділянку на південний-захід від нього в смузі конусу виносу грубоуламкових утворень відкладів доробратівської світи.

Бородівсько-Новосельська площа

Бородівсько-Новосельська площа розташована південніше Мартівського родовища вуглекислого газу і на захід від глибоких свердловин 2-Залуж і 1-ГТЕ Мукачівська. Бородівсько-Новосельська площа включає Новосельську брахіантиклінальну складку, яка була виявлена сейсморозвідувальними роботами в 1981 р. Згідно зі структурними побудовами по горизонту

відбиття у нижньотереблянській підсвіті Новосельська структура є брахіантикліналлю, порушеною поздовжніми і поперечними розривами на окремі боки: південний, західний та східний. Склепінна частина західного блока оконтурена ізогіпсою -950 м, східного – -1100 м.

Свердловина 1-Бородівсько-Новосельська пробурена в західному блоці до глибини 1960 м з метою виявлення вуглеводнів у відкладах неогену і мезозою. До глибини 592 м нею розкриті відклади сарматського ярусу (луківська і доробратівська світи), нижче, в інтервалі глибин 592-1170 м, – породи баденського ярусу (тересвинська, солотвинська, тереблянська, новоселицька світи), в інтервалі 1170-1808 м – карпатський ярус (терешульська світа), а у привибійній частині, в інтервалі 1808-1960 м – строкаті вулканогенно-теригенно-карбонатні, нерідко брекчієподібні утворення нижньоюрського-тріасового віку (?). На глибинах 1570 м, 1575 м, 1580 м, 1585 м, 1590 м, 1595 м визначений однотипний таксономічний склад спорово-пилкового спектру, характерний для перехідних відкладів рету-лейасу.

У свердловині під час буріння випробуваний інтервал 1451–1525 м, з якого отриманий приплив пластової води дебітом 34,85 м³/добу, та інтервалу 1636–1702 м, з якого припливу флюїдів не отримано. Після поглиблення свердловини до глибини 1960 м і встановлення цементного мосту в інтервалі 1560–1458 м випробування пласта на трубах проведено ще в чотирьох об'єктах.

I об'єкт (інт. 1433–1458 м) – отриманий приплив розгазованої пластової води дебітом 61,79 м³/добу, Рпл = 14,93 МПа при Н_д=1438 м;

II об'єкт (інт. 1246–1229 м) – припливу не отримано;

III об'єкт (інт. 1100–1010 м) розкритий перфорацією в 245-мм технічній колоні і виклик припливу здійснено за допомогою випробувача пласта на трубах. Отримано приплив пластової води дебітом 7,3 м³/добу, $\gamma_v=1,06$ г/см³;

IV (інт. 1029–997 м) – отриманий пластової води дебітом 3,9 м³/добу, $\gamma_v=1,06$ г/см³.

Таким чином, результати випробування відкладів тріасу-юри, а також терешульської та новоселицької світ міоцену однозначно вказують на відсутність тут промислових скупчень вуглеводнів.

Буштинська площа

Буштинська площа розташована в долині р. Тиса, на захід від гирла правої притоки р. Тересля на пограничній території Тячівського і Хустського районів Закарпатської області.

Буштинська антиклінальна складка виявлена в 1985 р. деталізаційними сейсмічними роботами МСГТ в південно-західній частині Солотвинської ділянки прогину на Стеблівській площі. Завдяки цьому була уточнена будова північно-західного периклінального закінчення Буштинської структури і виявлена її південно-східна перикліналь.

Протягом 1989–1991 рр. на Буштинській площі проводилися детальні сейсмічні дослідження МСГТ (Хоменко, 1971). Було встановлено, що структурні форми, встановлені за горизонтів відбиття в товщі баденських відкладів, в основному конформні з рельєфом ерозійної поверхні донеогенової основи. Внутрішню будову донеогенового комплексу порід розшифрувати не вдалося через відсутність протяжних горизонтів відбиття, що може бути пояснено дислокованістю згаданого комплексу.

Спеціалістами ЗУГРЕ 1993 р. проведена детальна переінтерпретація матеріалів раніше проведених геофізичних досліджень (Утробин, 1965), за результатами якої модель Буштинської структури була представлена у вигляді брахіантиклінальної складки, розбитої порушеннями на три блоки (рис. 71).

Співробітники Львівського Комплексного науково-дослідного відділу УкрНДІгазу під керівництвом Ю. М. Години у 1998 р., узагальнивши геолого-геофізичні матеріали Солотвинської частини прогину, виділили низку перспективних у нафтогазоносному відношенні об'єктів, серед яких в числі першочергових була і Буштинська складка.

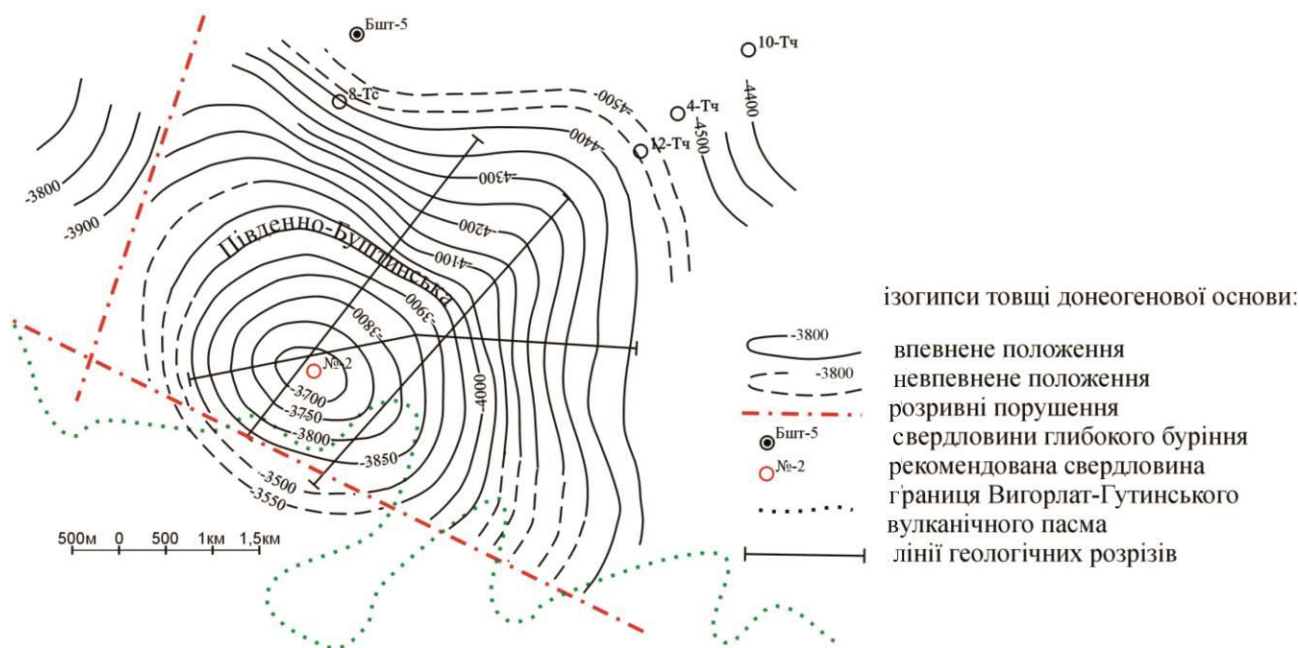


Рис. 71. Буштинська площа. Структурна карта горизонту відбиття А у товщі мезозойських відкладів донеогенової основи (за даними ЗУГРЕ, П. Й. Кудла, 2005)

З метою оцінки промислової газоносності солотвинського та новоселицького комплексів порід пропонувалося закласти дві незалежні свердловини в склепінних частинах північного та центрального блоків складки. В північному блоці пробурено свердловину 1-Буштино, а в центральному – 5-Буштино.

За результатами буріння свердловини 1-Буштино, якою в інтервалі 989–1437 м розкриті інтрузивне тіло, що, за даними сейсмозв'язки не передбачалося, була переглянута проєктна геологічна модель будови Буштинської структури і спрогнозоване поліпшення колекторських властивостей туфо-піщаних та алевритових горизонтів солотвинської світи на південь від свердловини 1-Буштино. Ресурси газу у цих відкладах у центральному блоці структури були оцінені в 530 млн м³, і для перевірки цієї оцінки рекомендоване буріння свердловини 5-Буштино проєктною глибиною 1000 м.

Свердловиною 1-Буштино донеогенові відклади розкриті в інтервалі 1863–2050 м (рис. 72). Керном цей розріз охарактеризований недостатньо, а за

даними ГДС він представлений в основному ущільненими пісковиками. За допомогою випробувача пластів на трубах у згаданому інтервалі випробувано три об'єкти. З одного (інт. 2010–2050 м) отриманий приплив пластової води дебітом $90 \text{ м}^3/\text{добу}$, $\gamma = 1,14 \text{ г/см}^3$, а з двох інших (інт. 2014–2040; 1938–2040 м) припливу пластових флюїдів не отримано. У відкладах неогену за даними ГДС газонасичених об'єктів не виявлено, а з рекомендованих до випробування інтервалів у розрізі новоселицької світи (інт. 1785–1815 м) і нижньотереблянської підсвіти (інт. 1540–1545 м) припливу не одержали.

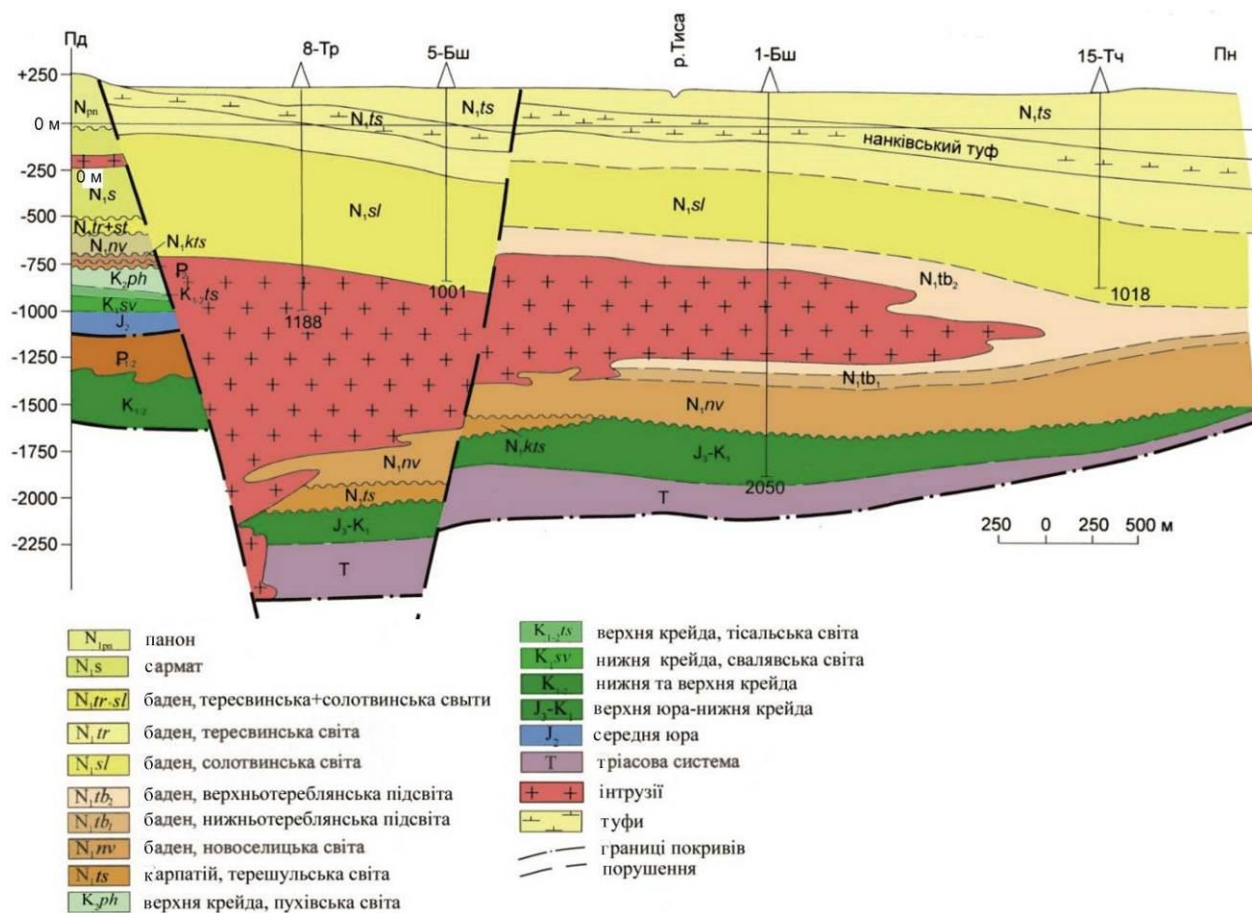


Рис. 72. Буштинська площа. Геологічний розріз по лінії I-I (уклав П. Ю. Лозиняк, 2003)

На нашу думку, негативні результати випробування можна пояснити декількома причинами. Основна з них полягає в тому, що під інтрузією відклади неогену розкриті у несприятливих структурних умовах і не мають

кондиційних колекторських властивостей. До того ж випробувані за допомогою випробувача пластів на трубах після закінчення буріння свердловини пластиколектори довгий час перебували під впливом бурового розчину, що зумовило погіршення їх природних ємкісно-фільтраційних властивостей.

При випробуванні відкладів солотвинської світи, які перекривають інтрузію, з трьох об'єктів отримані припливи пластової води і лише з одного (573–503 м) – незначний приплив газу дебітом 38 м³/добу. Цей газonosний горизонт розкритий у сприятливих структурних умовах, однак невисокі колекторські властивості не дозволили отримати промислового припливу, хоча були застосовані методи інтенсифікації роботи свердловини.

Свердловина 5-Буштино не підтвердила прогнозованого розвитку колекторів у відкладах солотвинської світи центрального блоку. Вочевидь, це пов'язано з особливостями будови піщаних горизонтів відкладів неогену в цілому і солотвинської світи зокрема, у якій на невеликій відстані спостерігається різка зміна товщин і колекторських властивостей.

За таких умов при підготовці об'єктів для пошукового буріння, необхідно, окрім структурних побудов, надавати матеріали обробки сейсмічної інформації із застосуванням новітніх програмних продуктів для детального прогнозування геологічного розрізу.

Віньківська площа

У межах Віньківської площі сейсморозвідкою по горизонтах відбиття у доробратівській та луківській світах сармату закартована однойменна антиклінальна структура, в межах якої виокремлені три самостійні блоки, обмежені поперечними скидами з амплітудами до 100 м. Вони виявлені за даними часових розрізів 11 67/78, 14-А 59/86, 44 59/86, 5₁₂ 67/86, 30 59/86. Крім цього, на площі протрасовані два поздовжні розломи: північний, з амплітудою близько 300 м, що відділяє Руськокомарівську антикліналь від Віньківської, та південний, який відмежовує Віньківську структуру від Північнодобронського підняття.

Геологічна будова Вінківської структури подібна до будови Русько-Комарівської складки. Проте перспективний розріз луківської та доробратівської світ на Вінківській площі передбачалося розкрити на 150 м нижче, аніж на Русько-Комарівському родовищі.

На площі пробурені дві свердловини: 1- і 4-Вінківська з проєктними глибинами відповідно 1970 м і 1800 м. Свердловина 1-Вінківська розташована на східному крилі Тилянської антиклінальної складки, оконтуреної ізогіпсою - 500 м, що має майже меридіональне простягання, а 4-Вінківська – в центральному блоці складки. Через складні геоморфологічні умови свердловина 4-Вінківська зміщена на 750 м на північний схід від склепіння структури. Результати буріння цих свердловин показали значні розходження з проєктними побудовами і, як результат, вони не вийшли з відкладів сарматського ярусу.

За даними ГДС у розрізі луківської та доробратівської світ виокремлено понад 20 горизонтів, представлених туфами, туфітами, алевролітами та пісковиками. Частина з них випробувана у стаціонарних умовах, проте всі вони виявились обводненими. Відклади сармату складені в основному глинами, а горизонти туфів та пісковиків виявлені у верхній частині розрізу.

Вінківська структура перебуває у фонді виявлених об'єктів. На нашу думку, вона потребує подальшого вивчення сейсмозвідкою, після чого можна буде визначитися з доцільністю буріння наступних пошукових свердловин.

Грушівська площа

Грушівська площа розташована на правому схилі долини р.Тиса, на захід від гирла правої притоки Апшиці і в адміністративному відношенні належить Тячівському району Закарпатської області. Сейсмозвідувальними роботами МСГТ сейсморозвідкою 59/81 на цій площі виявлена однойменна брахіантикліналь розміром 4,5 x 6,5 км, склепіння якої по горизонту відбиття у нижньотереблянській підсвіті обмежене ізогіпсою -1750 м. В присклепінній

частині складки пробурена свердловина 1 глибиною 3400 м, яка встановила два газові горизонти в тересвинській і солотвинській світах.

Відповідно до проєкту “Пошукового буріння на Грушівській площі” у 2005 р. була забурена свердловина 4-Грушів. Її завданням були пошуки газоперспективних об’єктів у надсольовому підповерсі, розкриття на повну товщину та оцінка характеру насичення відкладів нижньотереблянської підсвіти, новоселицької та грушівської світ, а також верхньої частини палеогенових утворень. Свердловина закладена на 650 м північніше свердловини 1-Грушів і на 3830 м південно-західніше від свердловини 40-Колодно.

Свердловина бурилася двома стовбурами: першим – в інтервалі 445–2850 м, другим – в інтервалі 2210–3408 м.

Під час буріння проведене випробування за допомогою пластовипробувача на трубах в інтервалах:

- 881–990 м – припливу не отримали;
- 1342–1428 м – отримали 1,2 м³ фільтрату бурового розчину з проникного пласта з невизначеним характером насичення, $R_{пл}=12$ МПа;
- 1860–1940 м – проникний пласт з невизначеним характером насичення, $R_{пл}=17,6$ МПа. Перед розкриттям останнього інтервалу питома вага бурового розчину була збільшена з 1,17 до 1,28 г/см³, що зумовило значну репресію на пласт, пластовий тиск у якому був нижчий від гідростатичного.

При випробуванні останнього інтервалу в свердловині 1-Грушівська отримали незначні припливи газу (довжина факелу становила 0,5–3 м) як при випробуванні в процесі буріння, так і при випробуванні в 9-дюймовій колоні.

Вважаємо, що подальше пошукове буріння на цій площі проводити доцільно.

Данилівська площа

Данилівська площа розташована в південно-західній частині Солотвинської ділянки прогину в його центральній, найбільш прогнутій

прогненій частині, з яскраво вираженим соляним тектогенезом. За адміністративним поділом належить Хустському району Закарпатської області.

Сейсморозвідувальними роботами МСГТ у 1985 р. на цій площі поряд з іншими була виявлена Данилівська антиклінальна складка. Структурні побудови виконані по горизонтах відбиття А в донеогеновій основі і у нижньотереблянській підсвіті середнього баденію. У 2005-2006 р. р. проведена переінтерпретація геолого-геофізичних матеріалів і виконані нові побудови.

За структурною картою по горизонту відбиття в покрівлі донеогенових утворень фундаменту на Данилівській площі виокремлено три блоки: Ліпчанський (північний), Данилівський (центральний) і Сокирницький (південний). У північному блоці виявлені Ліпчанська та Нанківська антиклінальні складки, склепінні частини яких оконтурені ізогіпсою -950 м. У центральному блоці виявлені Боронявська (західна) і Данилівська (східна) структури, які відокремлені поперечним порушенням з амплітудою близько 100 м.

Підготовленою для пошуково-розвідувального буріння вважалася Данилівська складка. В 2007 р. був складений геологічний проєкт буріння на цій і на Боронявській складках восьми пошуково-розвідувальних свердловин. Свердловина 1-Данилівська з проєктною глибиною 3000 м, проєктним горизонтом – верхня юра запропонована в склепінній частині однойменної структури.

За морфологічними ознаками Данилівська структура по горизонту А – це куполоподібна асиметрична брахіантикліналь. Основні свої обриси вона зберігає і по покрівлі нижньотереблянської підсвіти, і по горизонту відбиття в товщі солотвинської світи.

Вибій свердловини 1-Данилівська знаходиться на глибині 3000 м у відкладах верхнього еоцену-олігоцену.

Під час буріння проведені випробування в таких інтервалах.

1734,5–1812 м – отримані 0,16 м³ рідини (проби рідини відібрати не вдалося, характер рідини не визначений). Дебіт флюїду становив 11,52 м³/добу, пластовий тиск на глибині 1727,5 м зафіксований на рівні 18,18 МПа;

2050–2129 м – припливу не отримано. Пластовий тиск на глибині 2054,4 м становив 20,35 МПа;

2597–2662 м – припливу не отримано. Пластовий тиск на глибині 2603,6 м становив 24,6 МПа;

2771–2836 м – випробування проведено технічно невдало;

2971–3000 м – випробування проведено технічно невдало.

За даними ГДС у пошуковій свердловині 1-Данилівська виокремлені та проінтерпретовані 144 пласти, з них 9 – з невизначеними характеристиками насичення; решта – водонасичені. За даними геохімічних досліджень (Губич та ін., 2008) в інтервалі глибин 760–1540 м до перспективних можна віднести такі інтервали: 1280–1335 м (нижньотереблянська підсвіта, новоселицька світа); 1350–1490 м, 1510–1540 м (новоселицька світа). Дещо нижчі значення газопоказів встановлені в інтервалах 780–810 м, 940–960 м (солотвинська світа), 1035–1110 м (верхньотереблянська підсвіта), 1150–1170 м (нижньотереблянська підсвіта), які можна охарактеризувати як слабогазонасичені.

За результатами газометричних та спектрометричних досліджень в інтервалі глибин 2175–3000 м до перспективних можна віднести такі інтервали.

Газонасичені: 2480–2505 м, 2860–2885 м, 2960–3000 м (грушівська світа);

слабогазонасичені: 2340–2370 м, 2400–2420 м, 2440–2460 м, 2680–2700 м, 2800–2860 м, 2910–2930 м;

нафтогазонасичені: 2180–2220 м;

слабогазонафтонасичені: 2230–2280 м, 2720–2770 м.

Назагал результати буріння пошукової свердловини 1-Данилівська, як і опорної 1-Данилівська, вказують на відсутність тут промислових скопчень вуглеводнів.

Каменська площа

Каменська площа розташована в межиріччі р. Боржава та її правої притоки р. Іршава і адміністративно належить до Іршавського району Закарпатської області. Каменська брахіантиклінальна складка виявлена за результатами сейсморозвідувальних робіт 1986-1989 р.р. по горизонтах відбиття у товщі доробратівської світи та нижньотереблянської підсвіти. Будова складки деталізована подальшими сейсмічними дослідженнями у 1989-1991 р.р. (сейсмопартія 59/89 ЗУГРЕ). По горизонті відбиття у нижньому сарматі склепінна частина Каменської брахіантиклінали оконтурена ізогіпсою - 300 м. Остання замкнена ізогіпса відповідає абсолютній глибині -600 м. Складка має карпатське простягання. На поверхні антикліналь розташована в суцільному полі поширення панонських відкладів, а в східному і південно-східному напрямках вона обмежена вулканічними породами меридіональної частини Вигорлат-Гутинського пасма. У східному напрямку Каменська структура безпосередньо межує з Іршавською брахіантикліналлю, відмежовуючись від неї неглибоким (перші сотні метрів) грабенем.

На Каменській площі пробурені три свердловини, дві з яких, 1 та 3-Каменська знаходяться в межах власне Каменської складки, а 2-Каменська – на Іршавській структурі поблизу свердловини 2-Іршава.

Свердловина 1-Каменська проектною глибиною 1100 м пробурена в склепінній частині антиклінали. Вона розкрила до глибини 252 м породи панонського ярусу, в інтервалі глибин 252–470 м – відклади лув'ївської світи, в інтервалі 470–920 м – доробратівської; а нижче, в інтервалі 920–1103 м, – відклади тересвинської світи.

Під час буріння випробувані шість об'єктів у таких інтервалах.

118-241 м (панон) – припливу не отримано;

254–331 м (сарматський ярус, лув'ївська світа) – отриманий приплив розгазованої пластової води дебітом 25,92 м³/добу, $\gamma_v=1,04$ г/см³ та газу 800–900 м³/добу, пластовий тиск на глибині 255 м становив 2,31 МПа;

688–740 м (сармат, доробратівська світа) – отриманий приплив пластової води дебітом 86,4 м³/добу, пластовий тиск на глибині 693 м становив 7,35 МПа;

820–911 м (сармат, доробратівська світа) – отриманий приплив пластової води дебітом 59,42 м³/добу;

958–983 м (баденський ярус, тересвинська світа) – технічно невдалий;

972–1103 м (тересвинська світа) – отриманий приплив розгазованої пластової води дебітом 125 м³/добу. На гирлі свердловини виділявся газ.

Свердловина пробурена до глибини 1103 м. Через відсутність перспективних в нафтогазоносному відношенні пластів-колекторів нижче глибини 350 м в інтервалі 350–400 м встановлений ізоляційний цементний міст та спущена експлуатаційна колона діаметром 146 мм на глибину 341 м.

При випробуванні в експлуатаційній колоні відкладів луківської світи з інтервалу 316–320 м отриманий приплив газу дебітом 1,09 тис. м³/добу на діафрагмі 2,5 мм і 1,84 тис. м³/добу на діафрагмі 4,03 мм, пластовий тиск на глибині 308 м складав 3,2 МПа.

При випробуванні другого об'єкта в інтервалі 278–281 м, 316–320 м отриманий приплив газу з водою дебітом 1,09 тис. м³/добу на діафрагмі 2,5 мм, пластовий ластовий тиск на глибині 298 м складав 2,66М Па.

Свердловина 2-Каменська глибиною 932 м розташована в присклепінній частині Іршавської брахіантикліналі і розкрила породи панону, сармату та верхнього баденію Враховуючи попередні висновки за даними ГДС та випробування в процесі буріння, розріз свердловини 2-Каменська оцінюється як водонасичений і безперспективний щодо газонасичення. Під час буріння за допомогою випробовувача пластів на трубах в ній були випробувані чотири об'єкти в інтервалах.

294–338 м – припливу не отримано;

568–582 м – приплив пластової води дебітом 62 м³/добу;

681,5–750 м – приплив пластової води дебітом 96 м³/добу;

862–868 м – випробування технічно невдале.

Свердловина 3-Каменська розташована на північно-західній перикліналі Каменської складки. Проектна глибина її планувалася 1350 м, а фактична – 401 м. Розріз свердловини нижче глибини 256 м, як очікувалося за аналогією зі свердловиною 1-Каменська, мав бути також обводненим і з цієї причини її фактична глибина зменшена до 400 м.

За даними випробування під час буріння в інтервалах 246–322 м і 315–350 м припливу не отримали, а з інтервалу 375–400 м одержали приплив глинистого розчину дебітом 0,5 м³/добу.

Проведення подальшого пошукового буріння на площі можна вважати доцільним.

Леськівська ділянка

Леськівська ділянка розташована в межах річки Латориці та Боржави (праві притоки р. Тиса) і адміністративно належать до Мукачівського району Закарпатської області. Це густозаселений район з населеними пунктами Леськово, Пістрялово, Бородівка, Дрисино, Нове Село).

Леськівська структура виявлена сейсморозвідкою МСГТ 1981 р. ДГП “Західукргеологія” був складений проєкт на буріння трьох свердловин глибинами 2700–3000 м, однак через брак коштів він не був реалізований.

Геологічні побудови по Леськівській структурі були переглянуті і відкориговані з врахуванням матеріалів свердловини 2-Мартівська, яка розташована на сусідній площі. На пошуковому етапі тут передбачалося буріння двох незалежних свердловин з глибинами 1200 м і 2200 м.

Буріння свердловини 1-Леськівська розпочато 27.10.1998 р. і закінчено 5.02.1999 р. Її фактична глибина становить 1450 м. Пошукова незалежна свердловина 2-Леськівська глибиною 2215 м пробурена на відстані 1000 м на північний захід від першої, на перикліналі структури. Вона бурилася з 25.03.1999 р. по 16.07.1999 р.

За результатами буріння пошукових свердловин 1, 2-Леськівська, картувальних 6, 8, 13-Макарьово та 1-Залуж склепінна частина Леськівської

складки виявилася в районі свердловини 8-Макарьово, тобто на віддалі 1000 м південно-східніше від склепіння за даними сейсморозвідки.

Свердловини 1, 2-Леськівська пробурені на північно-західній перикліналі складки в неоптимальних структурних умовах (рис. 73, 74).

У свердловині 8-Макарьово глибиною 500 м спостерігалися газопрояви на глибинах 230 м, 280 м, 471 м. На відповідних глибинах у свердловині 1-Леськівська за даними ГДС виявлені пласти-колектори, які залишилися невипробуваними.

Свердловини 1 і 2-Леськівська проводилось на глинистому розчині питомою вагою 1,37–1,60 г/см³, що могло негативно відобразитись на визначенні газонасичення пластів за матеріалами ГДС, а також при випробуванні їх за допомогою випробувача пластів на трубах в експлуатаційній колоні.

Таким чином, поставлені в проєкті завдання пошукового етапу робіт щодо з'ясування перспектив газоносності відкладів неогену, а також порід тріасу виконані частково. Свердловина 1-Леськівська навіть при збільшенні проєктної глибини з 1200 м до 1450 м не розкрила відклади тереблянської та новоселицької світ, а свердловина 2-Леськівська не розрила породи тріасу. Деталізовано стратиграфічний розріз неогенового комплексу до глибини 2215 м. Зокрема, в розрізах свердловин 1 і 2 Леськівська виявлені утворення панонського ярусу.

Представлена за даними сейсморозвідки геологічна модель Леськівської структури по покрівлі доробратівської світи в цілому підтверджується, хоча склепіння структури дещо змістилося в район свердловини 8-Мартівська, де воно обмежене двома поперечними порушеннями.

Від Мартівської складки Леськівське підняття відділене скидом північно-західного простягання з амплітудою понад 300 м, який чітко маркується по поверхні тріасових утворень нижнього структурного поверху.

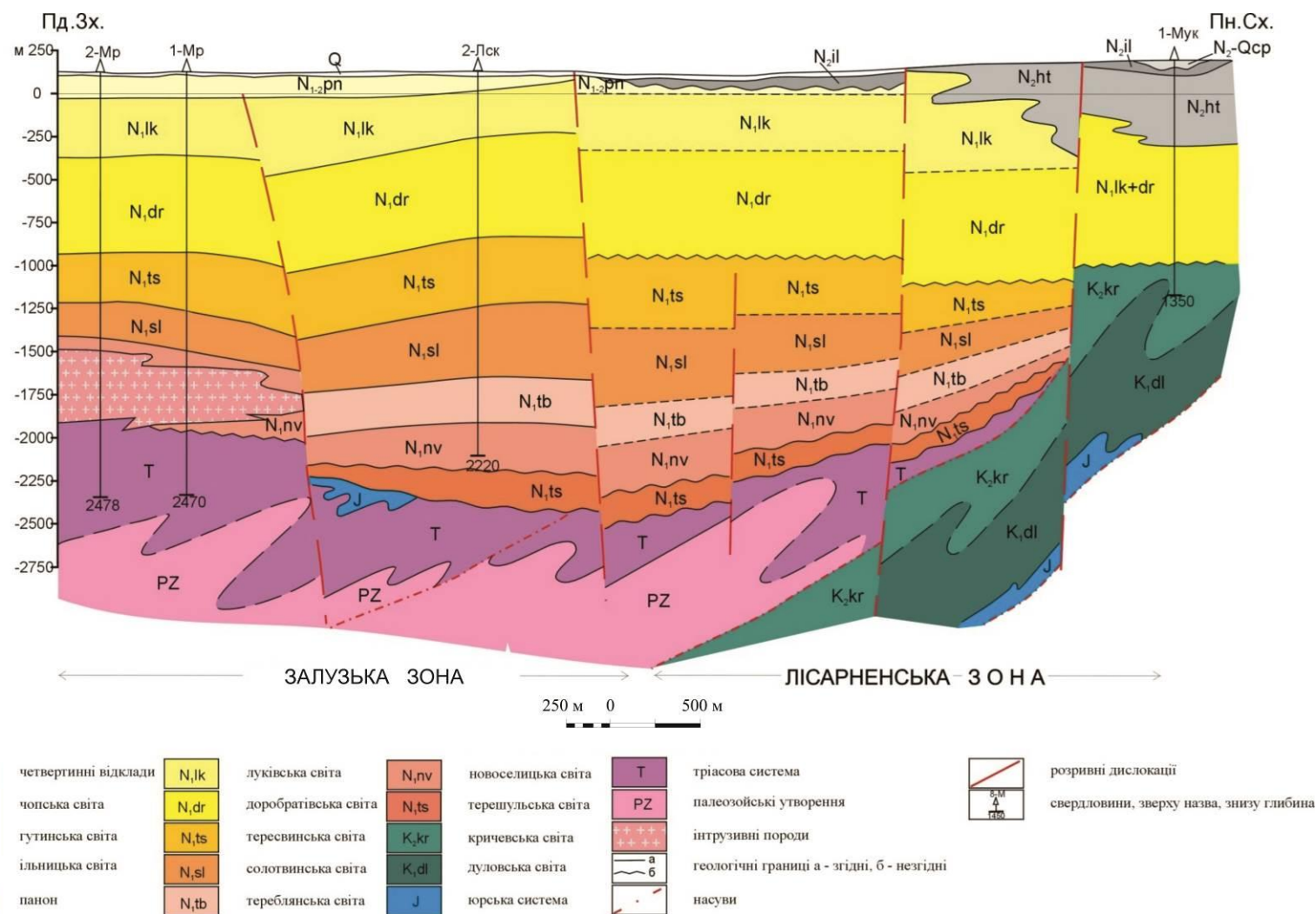
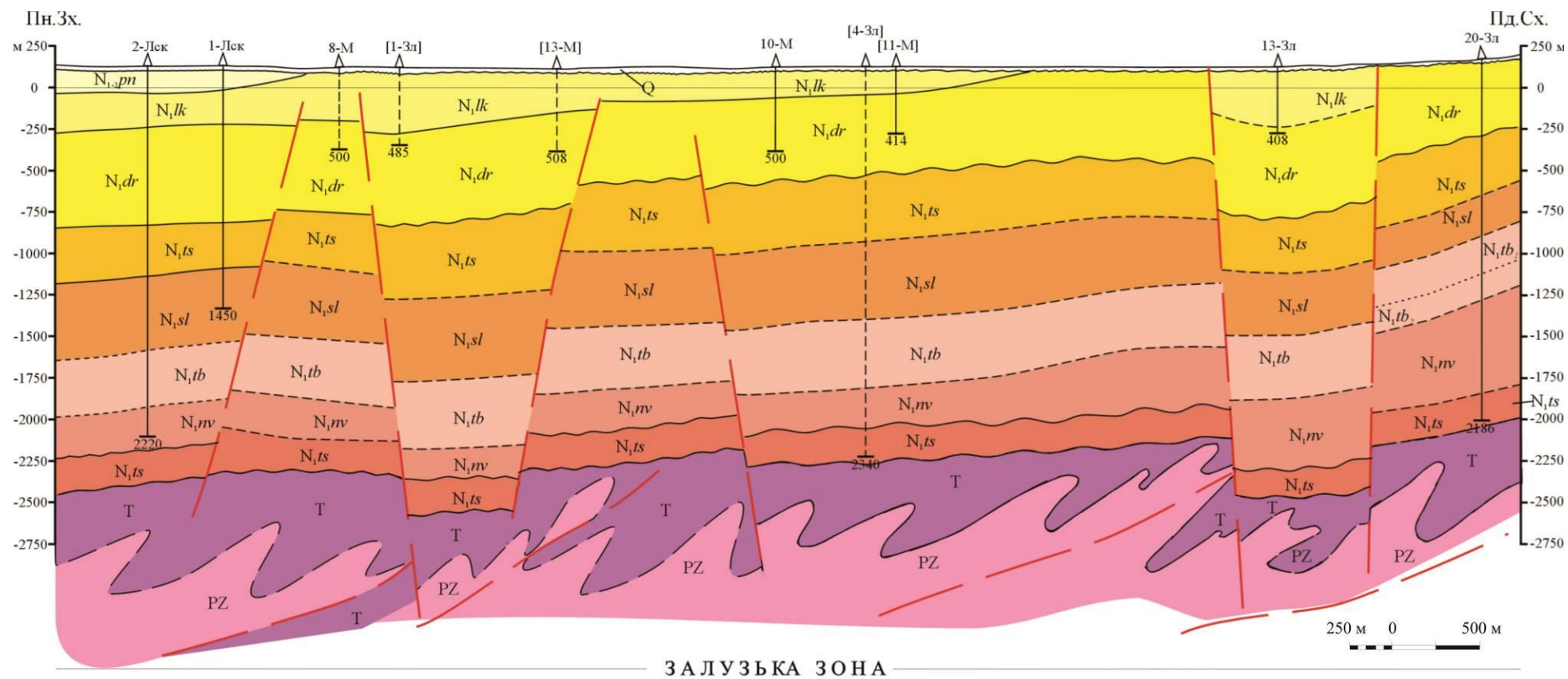


Рис. 73. Леськівська площа. Сейсмо-геологічний розріз по лінії I-I (уклав П. Ю. Лозиняк)



Умовні позначення на рис. 73

Рис. 74. Леськівська площа. Сейсмо-геологічний розріз по лінії II-II (уклав П. Ю. Лозиняк)

Не підтвердився прогноз розвитку кондиційних пластів-колекторів у відкладах новоселицької, тереблянської, солотвинської і тересвинської світ баденського ярусу.

У сарматському комплексі є породи з задовільними колекторськими властивостями, але вони переважно обводнені. Окрім цього, амплітуда Леськівської складки у цьому комплексі близько 25 м і ймовірна пастка тут також невелика за розмірами. З цієї причини потенційні ресурси газу у невипробуваних горизонтах сармату очікуються невеликими.

Незначні припливи азотно-метанового газу з інтервалів 884–852 м, 852–824 м дебітом 125 м³/добу разом з пластовою водою у свердловині 1-Леськівська та негорючого газу дебітом 59 м³/добу з пластовою водою дебітом 3,7 м³/добу з інтервалу 611–586 м із врахуванням того, що на сусідній Мартівській площі у свердловині 3-Мартівська з інтервалу 714–708 м отриманий приплив вуглекислого газу дебітом 32,84 тис.м³/добу, вказують на те, що надходження та акумуляція газу у пастках сармату як на Мартівській, так і на Леськівській структурах, очевидно, зумовлені вторгненням інтрузій і мають єдине глибинне джерело живлення. Ці дані можуть вказувати також на те, що свердловина 1-Леськівська розташована за межами газо-водяного контакту Леськівського покладу.

Для остаточної оцінки перспектив газоносності Леськівської складки доцільно було б пробурити в її склепінній частині поблизу свердловини 8-Макарьово свердловину 3-Леськівська проектною глибиною до 1000 м.

Солотвинська площа

Солотвинська площа введена в пошукове буріння на основі "Геологічного проєкту пошуково-розвідувального буріння на Солотвинській площі", складеного фахівцями Львівської комплексної науково-дослідної лабораторії УкрНДІгазу (Година та ін., 2000) з метою розширення газоносної площі Солотвинського родовища у західному напрямку. Детальні сейсмічні

дослідження на цій ділянці не проводилися і паспорт на об'єкт не складався. На площі пробурені три свердловини: 21, 22, 23-Солотвино.

Свердловина 21-Солотвино глибиною 3104 м розташована на північно-західній перикліналі Солотвинської брахіантикліналі. За даними ГДС у розкритому розрізі виділено 132 пласти-колектори, яких 38 – з невизначеним характером насичення, 40 – водонасичені, а про характер насичення інших пластів немає інформації. Під час буріння випробувані пласти в інтервалах: 1402–1436 м, 1796–1856 м (солотвинська світа) і 2097–2024 м (тереблянська світа). З першого інтервалу припливу не отримано, з другого – отримали приплив бурового розчину, а з третього – приплив у кількості 3 м³ мінералізованої води та розгазованого бурового розчину.

Буріння свердловини до глибини 2115 м здійснювалося без значних технічних ускладнень, а глибше – з поглинанням бурового розчину різної інтенсивності, а також газо- і водопроявами. З метою ліквідації ускладнень у свердловину закачані багато тампонів з тирси, насичених високоякісним глинистим розчином або сумішшю цементного і глинистого розчинів. В інтервалі 2365–1764 м спускався хвостик.

За результатами даних ГДС і геохімічних спостережень в інтервалах 2991–3066 м, 3014–3016 м, 3024–3026 м зафіксовані зони підвищеної тріщинуватості порід, а також суттєве, до 80 %, збільшення сумарної величини газопоказів вуглеводнів у інтервалі 3024-3026 м.

За результатами випробування об'єктів в експлуатаційній колоні отримані такі дані.

3065–2991 м (грушівська світа). Через фільтр отриманий приплив газу дебітом 0,5 тис. м³/добу на 1,8-мм діафрагмі, Р_{тр}=164 атм, Р_{затр}=170 атм, густина газу становила 0,579 г/см³. Для інтенсифікації припливу виконані три кислотні обробки, але позитивного результату не досягнуто;

2938–2935 м, 2931–2928 м, 2828–2821 м (грушівська і терешульська світи). Отриманий незначний приплив газу газу густиною 0,578, $P_{тр}=5$ атм, $P_{затр.}=2,5$ атм;

2594–2585 м (терешульська світа). Припливу не отримано;

2522–2517 м, 2514–2509 м (терешульська світа). Отриманий приплив пластової води дебітом 2,8 м³/добу, при $H_{дин.}=1369$ м. $\gamma_v=1,082$ г/см³, тип води – хлоридно-кальцієвий;

2744–2436 м, 2422–2405 м, 2390–2375 м (новоселицька світа). Отриманий приплив пластової води дебітом 13,2 м³/добу при $H_{дин.}=1622$ м, після випробування об'єкту проведений відстріл на глибині 2150 м та підйом 127-мм × 168-мм експлуатаційної колони, подальше випробування проводилось в технічній колоні;

1826–1812 м, 1806–1795 м (солотвинська світа). Отриманий приплив пластової води дебітом 2,2 м³/добу при $H_d=803$ м;

1544–1515 м (солотвинська світа). Отриманий приплив пластової води дебітом 1,8 м³/добу з слідами газу при $H_{дин.}=1356$ м;

1083–1074 м (тересвинська світа). Отриманий приплив пластової води дебітом 1,2 м³/добу при $H_d=1045$ м;

1035–1015 м (тересвинська світа). Припливу не отримано.

674–647 м (тересвинська світа). Отриманий приплив пластової води дебітом 1,6 м³/добу при $H_{дин.}=525,5$ м.

За даними випробування можна стверджувати, що в баденському (тересвинська, солотвинська, тереблянська і новоселицька світи) і карпатському (терешульська світа) комплексах промислових покладів газу на цій ділянці Солотвинської складки немає. Переважна більшість пластів-колекторів обводнені. Лише у двох інтервалах 2097–2124 м (тереблянська світа) і 1544–1515 м (солотвинська світа) разом з водою відзначені сліди газу.

Розкриття сольового і підсольового поверхів відбувалося зі значними поглинаннями глинистого розчину. Ця обставина вказує на те, що тут розвинуті

високопроникні та кавернозні колектори, які можуть бути резервуарами для промислових скупчень вуглеводнів.

Нижче у розрізі невеликі припливи газу дебітом 0,5 тис. м³/добу отримані з 1-го та 2-го об'єктів грушівської світи, яка розкрита тут частково, лише на 176 м, тоді як повна її товщина перевищує 400 м. Отже, основні, більші за запасами поклади газу слід пов'язувати з середньою та нижньою частинами світи, де кількість піщаних горизонтів збільшується.

Геологічний розріз по лінії Грушево-Діброва-Солотвино свідчить про те, що свердловина 21-Солотвино розташована в найбільш опущеному блоці північно-західного крила Солотвинської брахіантикліналі.

Геологічна модель надсольового комплексу за даними буріння свердловин 21, 22 і 23-Солотвино збігається з проектними побудовами. Різниця полягає лише в тому, що по умовному горизонту відбиття нижньотереблянської підсвіти немає південно-східної перикліналі Дібровської самостійної складки. Тут розвинені сходинкоподібні блоки, що піднімаються у бік відкритого діапіру.

По підсольовому комплексу (відповідно до геологічного розрізу по лінії Грушево–Діброва) склепінна частина Солотвинської брахіантикліналі зміщена на північний захід на відстань 1,5–2 км від центральної частини відкритого діапіру. Це склепіння, а, точніше, блок, повинен бути об'єктом подальших пошуків газу на Солотвинському газовому родовищі. Пробурена тут свердловина 22-Солотвино, у якій з відкладів грушівської світи з інтервалу 2100–2155 м отримали промисловий приплив газу дебітом 15,7 тис. м³/добу на 3-мм діафрагмі підтверджує правомірність такої рекомендації.

Колекторами в баденському комплексі Закарпатського прогину слугують пісковики, алевроліти, меншою мірою – туфи, а роль покришок виконують пачки глин та широко розповсюджена галогенна товща.

Поруч з колекторами, що мають задовільну міжзернову пористість, у розрізі бадену (особливо в його нижній частині), розвинені породи, ємкісно-

фільтраційні властивості яких зумовлені тріщинуватістю. До них належать пірокласти новоселицької світи.

За результатами лабораторних досліджень понад 600 проб, що охоплювали різні ділянки прогину, виявилось, що колекторські властивості новоселицької світи відносно низькі. Найбільше аналізів виконано для взірців порід Солотвинської структури, в межах якої колекторами газу слугують туфи, туфіти, туфопісковики та інгімбрити.

Пористість туфів і туфітів, як правило, менша від 10 %, а проникність сягає $0,27 \times 10^{-3}$ мкм² (рис. 75). В щільних масивних інгімбритах, пористість міняється від 0,02 до 11,2 %, а проникність – від 0,01 до $0,6 \times 10^{-3}$ мкм². Основну роль у поліпшенні ємнісних та фільтраційних властивостей порід тут відіграє тріщинуватість, за рахунок якої проникність збільшується до $3,2 \times 10^{-3}$ мкм². Щільність відкритих тріщин становить 0,5 см/см².

У розрізі свердловини 1-Данилівська опорна пористість колекторів новоселицької світи змінюється від 5–7 % до 15-18 %. В окремих пластах туфів вона сягає 20 %, в туфогенних пісковиках не перевищує 10 %.

Колектори з дещо вищими значеннями пористості і проникності зафіксовані в розрізах свердловин 15-Тересва і 1-Сокирниця, проте жодної продукції з них не отримали.

На площі Залуж за даними глибокого буріння пористість і проникність туфів, туфітів і туфопісковиків змінюється від 3,7 до 22,8 %, а проникність – від 0,01 до $1,2 \times 10^{-3}$ мкм², на ділянці Виноградів – відповідно 18,1 % і $0,2 \times 10^{-3}$ мкм².

У межах Русько-Комарівської структури пористість туфів світи варіює від 1,0 до 7,32 %, а проникність – від 0,01 до $0,68 \times 10^{-3}$ мкм².

У розрізах світи, де домінують щільні різновиди туфів, вони можуть відігравати роль покришок.

З поданого матеріалу можна дійти висновку, що в новоселицькій світі розвинені колектори різних типів: гранулярні, тріщинувато-порові та

тріщинуваті. Перші з них менш поширені і низького класу. В двох останніх проникність в основному тріщинна.

Нижньотереблянська підсвіта складена переважно глинами з підпорядкованими хомогенними та теригенно-вулканічними утвореннями. І лише у кількох випадках у розрізах свердловин 2-Солотвино, 3, 6-Теребля, 1-Сокирниця, 23-Тересва серед глин підсвіти розвинені поодинокі тонкі піщані горизонти. В регіональному плані ця товща разом з сіллю повинна розглядатись

як надійна покриття. Пористість і проникність колекторів надсольової товщі охарактеризована значно більшою кількістю лабораторних досліджень. Тут розвинені в основному гранулярні колектори, представлені пакетами різнозернистих масивних і верстуватих пісковиків та алевролітів.

Пласти-колектори солотвинської світи по латералі розповсюджені нерівномірно. В окремих випадках вони простежуються в свердловинах 4, 5, 10, 11-Тячів та на ділянці Стеблівка-Буштино-Теребля в середній частині світи. Згідно з даними лабораторних досліджень – це колектори середньої та низької категорії. Так, у свердловині 1-Апшиця пористість пісковиків з інтервалу 2658–2670 м становить 3,8 %, а проникність – $0,01 \times 10^{-3}$ мкм², у свердловині 1-Грушево пористість пісковиків з інтервалу 1622–1630 м коливається від 1,9 до 5,8 %, а проникність – від 0,01 до $0,72 \times 10^{-3}$ мкм².

У розрізах окремих свердловин площі Тересва пористість пісковиків солотвинської світи становить 4,5–14,3 %, а в поодиноких випадках – і до 15,5 %, проникність змінюється від 0,01 до $1,0 \times 10^{-3}$ мкм².

Для відкладів тересвинської і басхівської світ характерне не тільки збільшення кількості пісковиків та алевролітів у розрізі, але також зростання їхніх ємнісних і фільтраційних властивостей. На окремих об'єктах, наприклад, на площі Залуж, пористість пісковиків коливається від 4,5 до 32 %, а проникність – від 0,1 до $3,49 \times 10^{-3}$ мкм².

Приблизно такі самі властивості мають туфи верхнього бадену на Виноградівській площі. У свердловині 10-Виноградів пористість пісковиків, піднятих з глибини 1783 м, сягає 18,7 %, а проникність – $0,2 \times 10^{-3}$ мкм².

На Чопській ділянці у свердловині 41-Чоп пористість пісковиків з інтервалу 1805–1815 м становить 13,8 %, а проникність – від 0,01 до $0,3 \times 10^{-3}$ мкм².

У розрізах, розкритих свердловинами на площах Тересва, Тячів, фізичні параметри пластів-колекторів верхнього бадену назагал кондиційні. Значення

пористості пісковиків тут вищі від 10 % (до 18 %), а проникності – від 0,1 до 10×10^{-3} мкм².

Поряд з цим існує багато прикладів низьких значень ємкісно-фільтраційних властивостей порід. Так, у свердловині 1-Грушів пористість пісковиків, вибурених з інтервалів 1105–1113 м, 1113–1121 м, 1162–1170 м, коливається від 0,7 до 3,4 %, а проникність – від 0,01 до $0,48 \times 10^{-3}$ мкм².

Підсумовуючи інформацію про фізичні властивості порід, можна дійти висновку, що в розрізі бадену як в підсольовій, так і в надсольовій його частинах, за відповідних структурних умов можна сподіватися на кондиційні колектори, які можуть забезпечити скупчення вуглеводнів промислового значення.

У надсольовій частині розрізу переважають пласти-колектори з міжзерновою пористістю, а в підсольовій його частині наявність колекторів значною мірою зумовлена тріщинуватістю порід.

У підсольовому комплексі баденію регіональний водоносний горизонт пов'язаний з тріщинно-поровими туфами новоселицької світи. Приплив води з нього отримали на кількох площах.

На ділянці Солотвино припливи води одержали в глибоких свердловинах 2, 6, 7, 10-Солотвино, з них найінтенсивніші – у свердловинах 6, 7-Солотвино. В першій з них з інтервалу 1570–1658 м дебіт води досяг 720 м³/добу, в другій з інтервалу 1770–1690 м отримали приплив дебітом 125,9 м³/добу і з інтервалу 1672–1640 м – 18 м³/добу.

На площі Терєбля воду отримали з туфів новоселицької світи у свердловині 6-Терєбля з інтервалу 2240–2209 м) з дебітом 83,3 м³/добу, а на Сокирницькій ділянці з нижньої частини світи у свердловині 2-Сокирниця з інтервалу 2285–2157 м – 72,5 м³/добу.

У Мукачівській частині прогину на площі Залуж із туфів і туфітів новоселицької світи у свердловині 1-Залуж з інтервалів 2030–2010 м, 1995–1989 м, 1978–1936 м, 1970–1960 м) отримані малodeбітні, від 0,3 до 3,27 м³/добу,

припливи води хлоркальцієвого типу з мінералізацією 140–233 г/л. Аналогічні за хімічним складом припливи води отримані у свердловині 3-Залуж з інтервалів 2288–2320 м, 2342–2370 м, але їхня мінералізація менша – 43–150 г/л. Води в обох випадках термальні. У свердловині 1-Залуж на глибині 1955 м вода мала температуру 94 °С, а на гирлі – 40 °С; в той час як в свердловині 3-Залуж, температура води на цій же глибині становила 120 °С, і, відповідно, на гирлі – 36 °С. В наступному інтервалі на глибина 2300 м температура води сягала 127 °С.

За хімічним складом вода новоселицької світи належить до хлоридно-натрієвих з підвищеним вмістом бору, броміду і йоду. Загальна мінералізація становить 137,97 г/л. У складі супутнього газу переважає азот. Крім нього тут є метан, аргон та вуглекислий газ.

Водоносні горизонти у верхніх горизонтах баденського ярусу характеризуються відносно невеликою водозбагаченістю, яка разом з мінералізацією збільшується з глибиною.

В межах Русько-Комарівського газового родовища в надсольовому комплексі бадену виявлені декілька водоносних горизонтів. У свердловині 8-Руські Комарівці вони зустрінуті в інтервалах 1493–1486 м (дебіт 19,7 м³/добу) і 1514–1503 м (дебіт 57,5 м³/добу), а в свердловині 15-Руські Комарівці – в інтервалах 1497–1510 м, 1533–1550 м, 1573–1582 м з дебітами відповідно 3,8 м³/добу, 15,3 м³/добу, 57,1 м³/добу. Зауважимо, що в інтервалі 1497–1510 м разом з водою отримали газ дебітом 6,9 тис м³/добу. Газ дебітом 16,1 тис м³/добу з водою (4,0 м³/добу) отримали також і в свердловині 6-Руські Комарівці з інтервалу 1593–1715 м.

Незначні припливи слабомінералізованих вод і водопрояви траплялися під час розкриття верхньобаденських відкладів на площі Нанково.

Води баденського комплексу перебувають у зоні ускладненого водообміну, в умовах, які можна вважати сприятливими для накопичення вуглеводнів.

Термобаричні умови баденського комплексу Закарпаття в цілому сприятливі для акумуляції і збереження вуглеводнів, хоча температурному режиму в його межах властиві достатньо великі значення градієнта. Найвищий він для глибин до 300 м, де коливається від 8,7 до 14,1 °C/100 м. Нижче, до глибини 2000 м, він змінюється в межах 5–6 °C/100 м, а на глибинах понад 3000 м – зменшується до 4–5 °C/100м.

Найвищі температури в Мукачівській частині прогину зафіксовані в свердловині 1-Мукачево та 1-Руські Комарівці. На глибинах 4000 м температура в них сягала 195 °C, а на глибині 4200 м у свердловині 1-Мукачево – навіть до 200 °C. На сусідніх площах значення температур суттєво нижчі, особливо в Солотвинській частині прогину. Загальні закономірності розподілу тепла в надрах Закарпаття зводяться до того, що підвищення температур спостерігається в напрямку від Складчастих Карпат до осьової частини прогину. Проміжне положення за прогрітістю порід займає Вигорлат-Гутинське пасмо ефузивів. Смуга аномально високих температур фіксується у центральній, найбільш прогнутій зоні антиклінальних складок, а також у Берегівській зоні горстів. У межах Солотвинської депресії температурні аномалії відзначаються у Вишково-Велятинському районі.

Пластові тиски в межах прогину змінюються в доволі широкому діапазоні. В породах міоцену переважають гідростатичні тиски, хоча трапляються і надгідростатичні, і менші за гідростатичні тиски.

Горизонти зі зниженими пластовими тисками встановлені в районах Солотвино, Терєблї, Залужа, Руських Комарівців, а з аномально високими пластовими тисками – в Руських Комарівцях та Свободі (Матвеева, Васильєв, 1971).

Загалом можна дійти висновку, що гідрогеологічні та термобаричні умови міоценового комплексу Закарпатського прогину сприятливі для формування і збереження покладів вуглеводнів.

У баденському комплексі Закарпатського прогину поширені антиклінальні складки, структури, ускладнені сольовими діпірами, вулканогенними тілами та розривними дислокаціями.

У солянодіпірових структурах надсольові і підсольові структурні плани не співпадають. В антиклінальних складках з відкритим ядром проникнення (Данилово-Теребля-Солотвино) верстви підсольових утворень сходинкоподібно занурюються у бік, звідки витискалася сіль. Одна з таких сходинок з найбільшою амплітудою зміщення слугувала тим бар'єром, завдяки якому відбувалося витиснення солі на денну поверхню. Така сходинкоподібна будова зумовила сприятливі передумови для формування тектонічно-екранованих пасток. З останніми пов'язані поклади газу у відкладах грушівської та новоселицької світ Солотвинського родовища.

Істотні літолого-фаціальні зміни порід в надсольовій частині розрізу, значні коливання товщин і відсутність латерально витриманих пластів-колекторів поруч з мінливими ємкісними і фільтраційними властивостями вказують на сприятливі передумови для утворення літологічно екранованих типів пасток з лінзоподібним заляганням пісковиків. Крім них, як наприклад, на Русько-Комарівському родовищі, розвинені пластові склепінні пастки.

Згадані типи пасток і пов'язані з ними поклади газу прогнозуються в смузі Руські Комарівці–Ракошино–Мукачево та на ділянці Ліпча–Нанково–Угля–Вільхівці. Для останніх такі пастки часто пов'язані з двома поздовжніми розломами, вздовж яких спостерігається збільшення товщини бадену та покращення його колекторських властивостей.

З-поміж тектонічно екранованих пасток особливої уваги заслуговують об'єкти, пов'язані з піднятими блоками, що прилягають до порушень зі значною амплітудою зміщення пластів.

5.6.2. Перспективні об'єкти для пошукових робіт на нафту і газ

Лучківська структура

Лучківська ділянка розташована на території Мукачівського району Закарпатської області в Мукачівській западині Закарпатського внутрішнього прогину неподалік від Русько-Комарівського газового родовища. Рекомендується до пошукових робіт з тих міркувань, що знаходиться недалеко від родовища з тривалою історією розробки, а також типовим розрізом неогену з доведеною промисловою газонасністю.

По сейсмічному горизонту відбиття А Лучківська структура є брахіантиклінальною складкою північно-західного простягання з розмірами 1,5 × 4 км і висотою близько 100 м по замкненій ізогіпсі -1000 м (рис. 76). Крила структури ускладнені малоамплітудними скидами, вигнутими в південно-західному і північно-східному напрямках. Подібна форма і розміри зберігаються і по поверхні доробратівської світи (рис. 77, 78, 79).

Основні перспективи газонасності Лучківського підняття пов'язуються з відкладами верхнього бадену і нижнього сармату. На сусідньому Русько-Комарівському родовищі, яке найближче розташоване до Лучківської структури, в баденських відкладах виявлено п'ять продуктивних горизонтів (згори донизу): Б-1, Б-2, Б-3, Б-4 і Б-5.

Горизонт Б-5 залягає безпосередньо на магматичних утвореннях і характеризується значною піскуватістю. Це високоомні породи з позірним опором 15-50 Ом·м, що характеризуються високими фільтраційно-ємнісними властивостями, із значеннями природної радіоактивності 6-11 γ. Трапляються перевістки туфів і туфітів товщиною до 2 м. Загальна товщина горизонту збільшується на південний захід від 80 м до 270 м у свердловині 9-Руські Комарівці.

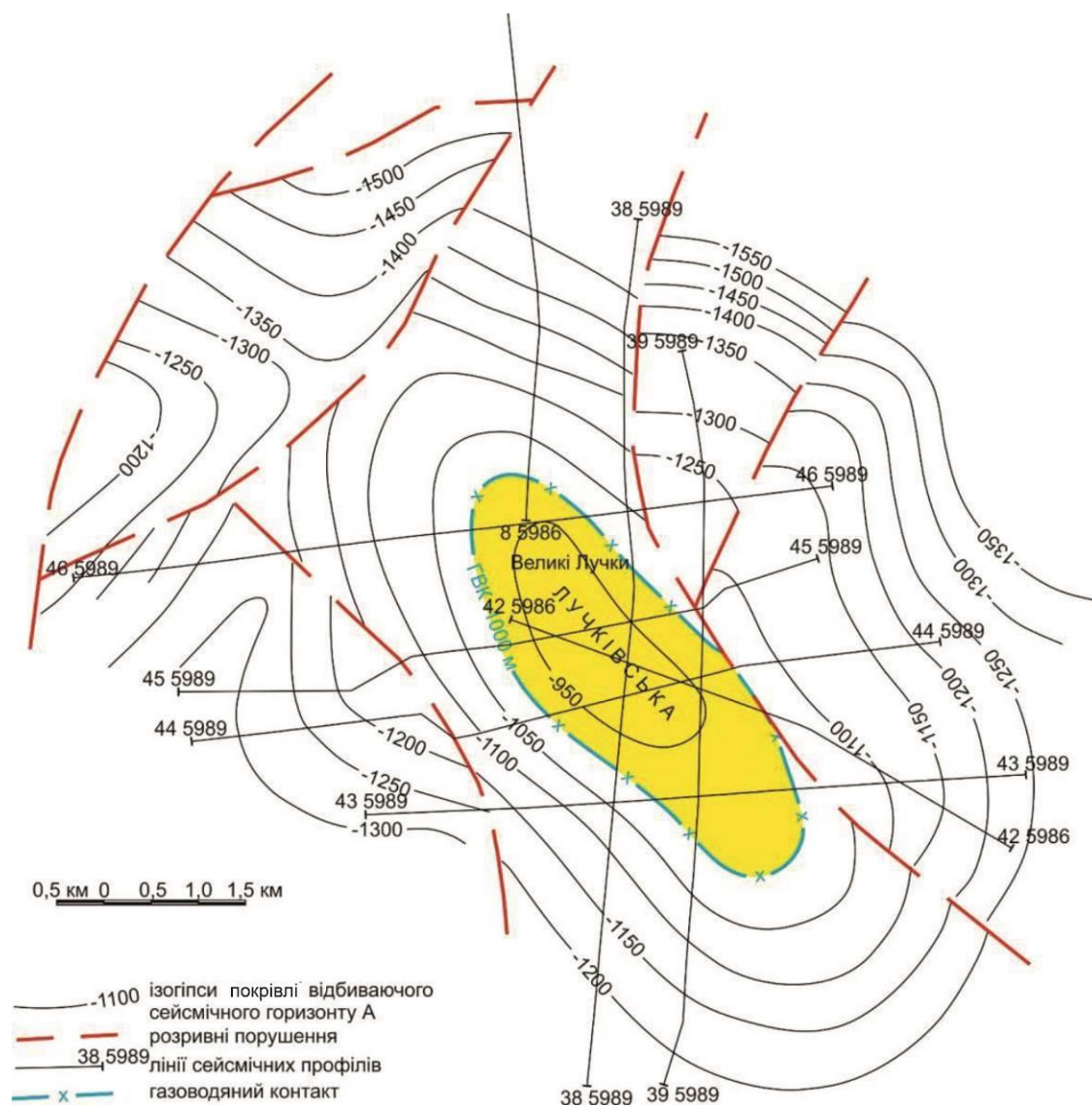


Рис. 76. Структурна карта по сейсмічному горизонту відбиття А (поверхня донеогенового фундаменту)

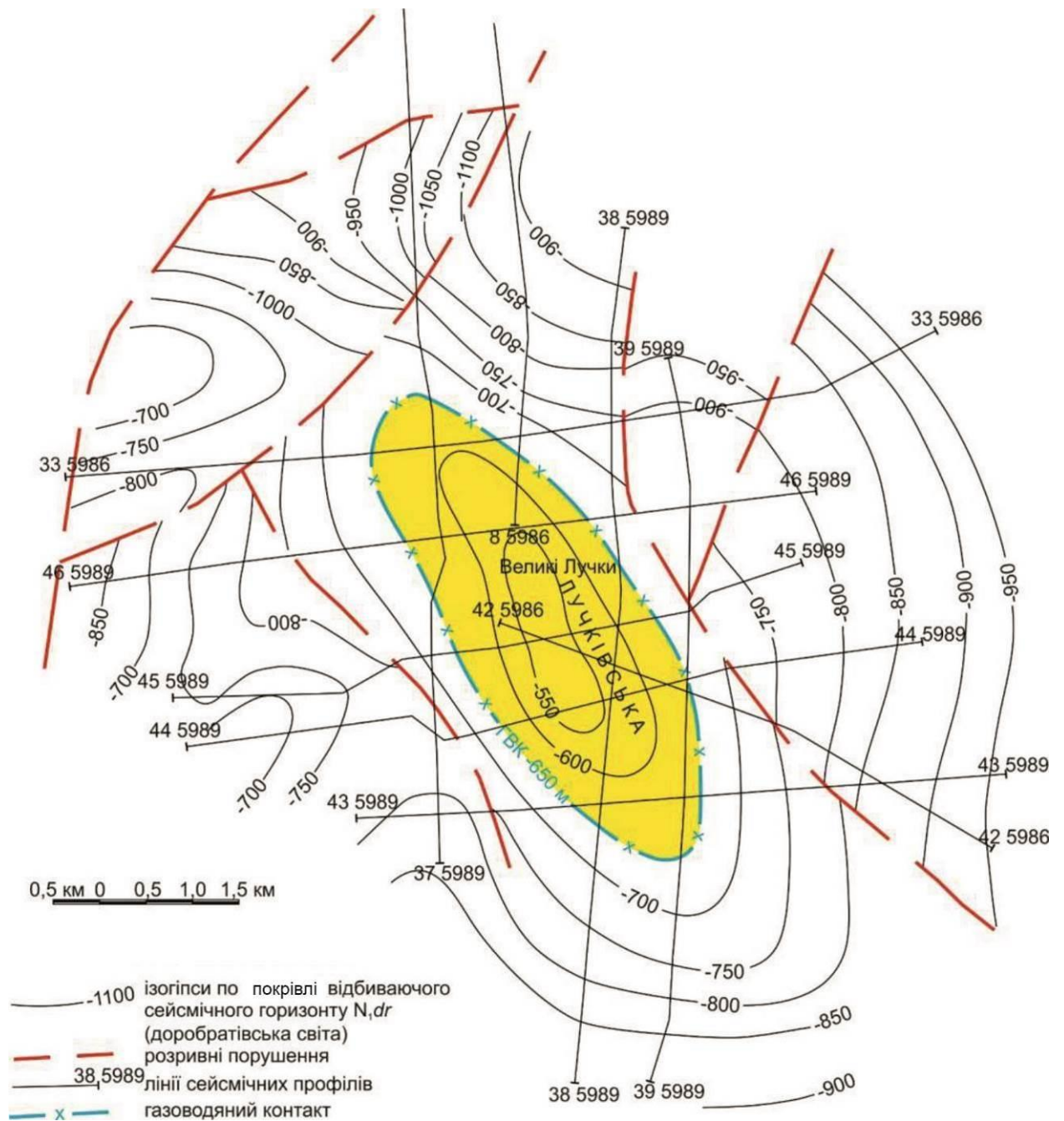


Рис. 77. Структурна карта по сейсмічному горизонту відбиття N_{1dr} (доробратівська світа)

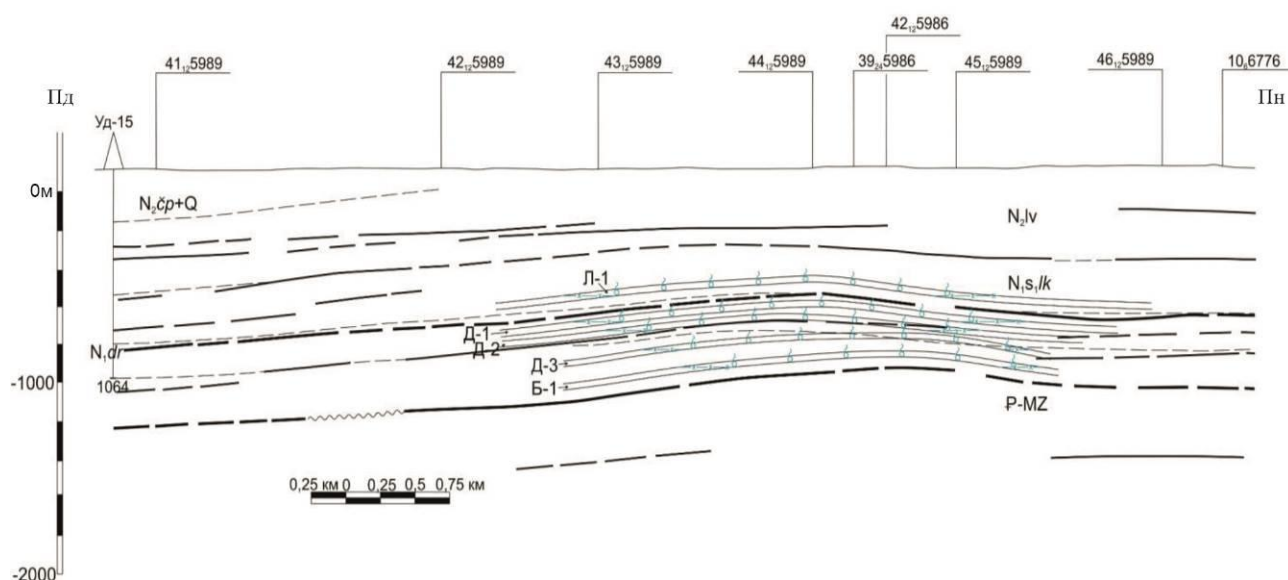


Рис. 78. Сейсмо-геологічний розріз по профілю 38₁₂5989

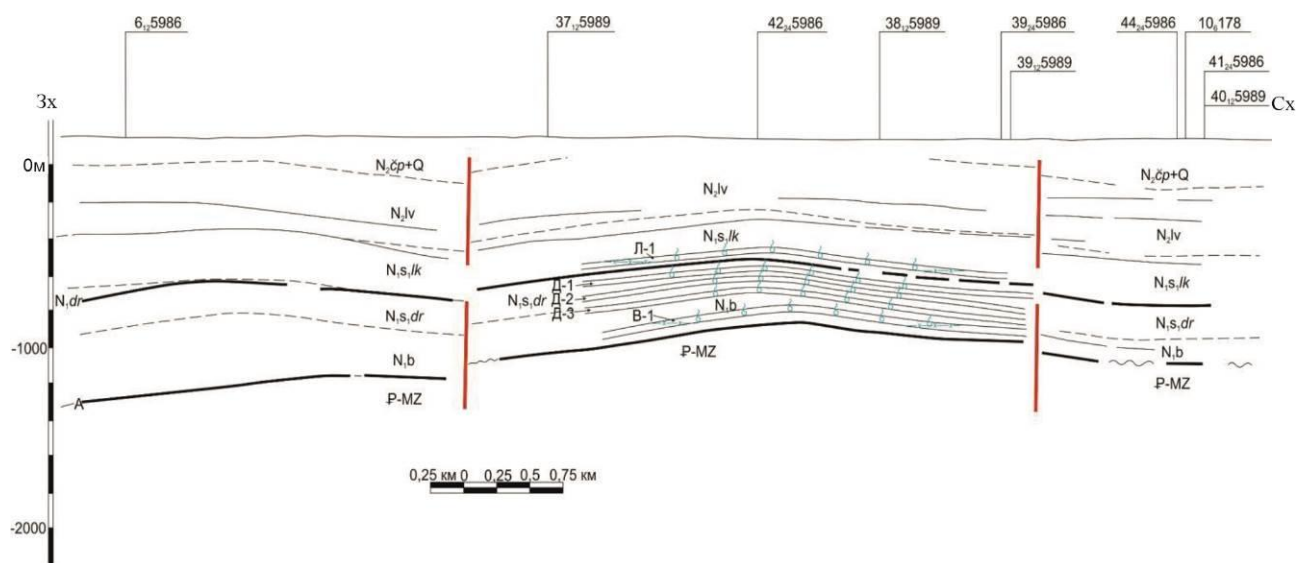


Рис. 79. Сейсмо-геологічний розріз по профілю 45₁₂5989.

Продуктивний горизонт Б-4 приурочений до високоомної частини баденського ярусу з позірним опором 10–20 Ом·м і радіоактивністю 2–7 γ , інколи до 10 γ). Він складений перешаруванням аргілітів і алевролітів з проверстками пісковиків, подекуди трапляються невитримані пачки пісковиків

товщиною зазвичай 2–5 м, рідше – до 10 м). Товщина горизонту коливається в межах 20–60 м. Породи-колектори у східній частині структури розкриті свердловинами 1-, 2-, 6-, 15 Руські Комарівці. У свердловинах 11-, 4-, 7-, 9- Руські Комарівці розріз представлений непроникними туфіто-аргілітовими різновидами. Поклад газу розкритий свердловиною 6- Руські Комарівці у склепінній структури, де з інтервалу 1515–1570 м отримали промисловий приплив газу дебітом 21,2 м³/добу на 4,06-мм діафрагмі. Поклад пластовий склепінний.

Продуктивний горизонт Б-3 приурочений до верхньої частини високоомної пачки баденського ярусу з позірним опором 10 Ом·м. Він характеризується невеликою природною радіоактивністю, 3-6 γ, і значною мінливістю колекторських властивостей піщаних проверстків. Товщина горизонту – до 50 м.

Горизонт Б-2 приурочений до товщі баденських порід з середнім значенням позірного електричного опору 5–7 Ом·м. Горизонт складений в основному глинисто-алевритовими відкладами з проверстками пісковиків, подекуди у вигляді 5-10-метрових пачок і характеризується значною літологічною мінливістю як по площі, так і в розрізі. Загальна товщина горизонту змінюється від 40 м до 60 м. Відклади горизонту розкриті свердловинами 2-, 15- Руські Комарівці, випробувані у свердловині 15-Руські Комарівці, де з інтервалу 1479–1490 м отриманий приплив газу дебітом 2,1 м³/добу на 4,05-мм діафрагмі. З інтервалу 1497–1510 м отриманий приплив газу з водою. Дебіт газу становив 6,9 м³/добу, дебіт води – 3,8 м³/добу. Породи-колектори встановлені свердловинами 1-, 2-, 7-, 9- Руські Комарівці, які пробурені на крилах структури. У склепінній частині складки у свердловинах 4-, 6- Руські Комарівці колектори відсутні. Це зумовило складну будову покладу, який облямовує непродуктивну склепінну частину структури вузькою смугою. Ширина цієї смуги від 50 м на сході антикліналі до 200 м на її північному заході і південному сході. Висота покладу близько 30 метрів.

Продуктивний горизонт Б-1 приурочений до верхньої низькоомної (2–50 м) частини баденського ярусу. Верхня частина горизонту – це глинисто-алевролітова пачка, яка практично не має піщаних прошарків. Нижня пачка вміщує піщані пласти із задовільними колекторськими властивостями. Горизонт нерівномірно розмитий у передсарматський час, тому його товщина варіює у широких межах: від 50 м до 150 м. Горизонт розкритий у верхній частині верхньобаденського теригенного комплексу свердловиною 6-Руські Комарівці. З інтервалу 1368,0–1448,0 м отримано приплив газу дебітом 44,2 м³/добу на 6,02-мм діафрагмі. У свердловині 15-Руські Комарівці, де за даними ГДС виділений продуктивний пласт в інтервалі 1434,4–1438,4 м з газонасиченою товщиною 2,6 м, отримано приплив газу дебітом 0,5 тис. м³/добу, що дає підставу передбачати неподалік границю літологічного заміщення колектора. У свердловинах 2-, 7-, 9-, Руські Комарівці породи-колектори повністю заміщені непроникними різновидами. Газовий поклад має складну будову, зумовлену, насамперед, мінливістю колекторських властивостей. Він пластовий склепінний, літологічно обмежений з північного заходу і південного сходу, приурочений до склепінної частини структури.

У відкладах сарматського ярусу виокремлюються шість продуктивних горизонтів. П'ять із них приурочені до доробратівської світи (Д-1, Д-2, Д-3, Д-4 і Д-5) і один горизонт пов'язаний з лув'язькою світою (Л-1).

Продуктивний горизонт Д-5 у нижній частині представлений глинисто-алевритовими відкладами з поодинокими тонкими піщаними проверстками з питомим електричним опором 4–5 Ом·м. У верхній частині горизонту залягає піщана пачка товщиною 20–30 м, яка складається з двох пластів пісковика з середньою пористістю 20%. Пласти розділені тонким глинистим пропластком, який не має широкого розповсюдження. Загальна товщина горизонту становить 100–150 м, її значне збільшення зафіксоване на південно-західному крилі структури в районі свердловини 11-Руські Комарівці. Поклад продуктивного горизонту Д-5 розкритий свердловиною 6- Руські Комарівці в інтервалі 1260,8–

1277,6 м. З інтервалу 1260–1338 м отримано приплив газу дебітом 10,07 м³/добу на 3,29-мм діафрагмі. У свердловинах 2-, 4-, 9-Руські Комарівці розріз обводнений. Поклад склепінний, тектонічно екранований зі сходу скидо-зсувом.

Продуктивний горизонт Д-4 – це потужна товща піщано-алевролітових і глинистих відкладів, яка характеризується високими коефіцієнтами піскуватості. Глинисті прошарки не витримані по площі, що зумовило гідродинамічний зв'язок піщаних пластів. Пісковики характеризуються низькою радіоактивністю – 4-7 γ і позірним опором 5–8 Ом·м. Загальна товщина горизонту коливається в межах 150–200 м. Промисловий приплив газу отриманий у свердловині 2-Руські Комарівці при випробуванні інтервалу 1169,0–1207,0 м. Дебіт газу на 7,05-мм діафрагмі склав 58,4 м³/добу. У свердловині 6-Руські Комарівці, де розкрита тільки нижня частина розрізу (верхня редукована порушенням), з інтервалів 1150–1202 м, 1210–1245 м отримано приплив газу дебітом 1,4 м³/добу на 2,004-мм штуцері.

Поклад газу пластовий склепінний тектонічно екранований із заходу 250-метровим скидо-зсувом.

Продуктивний горизонт Д-3 починається 25-метровою глинистою пачкою, над якою залягає піщано-глиниста товща з піскуватістю, дещо нижчою, ніж у горизонті Д-4. Всього в розрізі горизонту виявлені три потужні пласти пісковика, які на ділянках свердловин 7-, 11- Руські Комарівці об'єднуються між собою. Загальна товщина горизонту складає 70–100 м. Поклад розкритий свердловинами 2-, 4-, 9-Руські Комарівці в інтервалі глибин 1100–1220 м. У свердловинах 1-, 7-, 11-Руські Комарівці розріз обводнений. У свердловині 2-Руські Комарівці з інтервалу 1146–1097 м отриманий приплив газу дебітом 55,8 тис. м³/добу на 7,05-мм штуцері. У свердловині 4-Руські Комарівці дебіт газу в інтервалі 1193–1154 м склав 45,3 тис. м³/добу на 6,08-мм штуцері. Заміряні пластові тиски в серединах інтервалів перфорації склали відповідно 10,78 МПа і 10,67 МПа. У свердловині № 9-Руські Комарівці з

інтервалу 1203–1180 м отриманий приплив газу дебітом 54,4 тис. м³/добу на 8,25-мм штуцері. Поклад пластовий склепінний, тектонічний екранований.

В нижній частині продуктивного горизонту Д-2 залягає потужна глиниста 60–80-метрова пачка, яка догори в розрізі змінюється піщано-глинистими породами значної літологічної мінливості. На зальному фоні верхньої піщано-глинистої пачки зафіксовані доволі витримані по площі три пласти пісковика, . Верхній з них в північно-західному напрямку (св. 7-Руські Комарівці) заміщується щільними різновидами, на решті території всі вони є кондиційними колекторами. Загальна товщина горизонту коливається в межах 150–180 м. Продуктивний горизонт Д-2 складений двома пачками пісковиків, розділених витриманим по площі 10-метровим глинисто-аргілітовим пластом-флюїдотривом, що визначило в межах горизонту два самостійні поклади газу. Доказом цьому є обводненість горизонту у свердловині 9-Руські Комарівці на абсолютних відмітках вище встановленої продуктивності у свердловині 4-Руські Комарівці. Під час випробуванні інтервалу 1085,0–1053,0 м у свердловині 9-Руські Комарівці дебіт пластової води склав 72,0 м³/добу при динамічному рівні 640 м.

Поклад пласта Д-2а розкритий свердловиною 2-Руські Комарівці при випробуванні разом з пластом Д-2б. З інтервалу 1063,0–1040,0 м отриманий приплив газу дебітом 36,7 тис. м³/добу на 6,08-мм штуцері. Верхня частина пласта в інтервалі 1030,8–1041,6 м за даними ГДС оцінюється як газонасичена. Поклад газу пластовий склепінний, тектонічно екранований з заходу. Поклад пласта Д-2б розкритий свердловинами 2- і 4-Руські Комарівці разом з покладом пласта Д-2а. Він пластовий склепінний тектонічно екранований поздовжнім скидо-зсувом.

Горизонт Д-1 поділяється на дві частини. Нижня, товщиною 30–40 м, представлена чергуванням піщано-глинистих різновидів, а верхня, туфогенна, – туфами сірими, світло-сірими з зеленуватим відтінком, які перешаровуються з піщано-глинистими породами. У північно-західній частині структури значно

збільшується кількість туфогенного матеріалу, а в свердловині 7-Руські Комарівці практично весь горизонт складений туфогенними породами з порівняно низькими позірним електричним опором 2,5–4,5 Ом·м і дещо підвищеною природною радіоактивністю. Загальна товщина горизонту досягає 120 м. Продуктивний горизонт Д-1 приурочений до покрівельної частини теригенної доробратівської світи сармату. Від перекриваючих його пісковиків лувівської світи він відокремлений потужною товщею глин, аргілітів і туфітів, які слугують надійною покрівлю для вуглеводнів. Поклад газу відкритий у склепінній частині піднятого блоку Русько-Комарівської структури свердловинами 2-, 4-, 9-Руські Комарівці. У свердловині 2-Руські Комарівці з інтервалу 980,0–935,0 м отриманий промисловий приплив газу дебітом 72,7 тис. м³/добу на 9,751-мм діафрагмі. Пластовий тиск дорівнював 10,59 МПа. У свердловині 4-Руські Комарівці з інтервалу 1008,0–996,0 м отриманий приплив газу дебітом 10,7 тис. м³/добу на 3,05-мм діафрагмі. Поклад газу пластовий склепінний, тектонічно екранований з заходу поздовжнім скидо-зсувом.

Лувівський продуктивний горизонт Л-1 представлений потужною пачкою пісковиків, які розділені двома 15–20 метровими пачками алевролітів з проверстками глин на три частини. Товщина горизонту в свердловині 6-Руські Комарівці становить 99 м.

Газоносність продуктивного горизонту Л-1 встановлена випробуванням свердловини 6- Руські Комарівці, в якій з інтервалу 957,0–1016,0 м отриманий промисловий приплив газу дебітом 39,55 тис. м³/добу на 5,45-мм діафрагмі. Попередньо цей інтервал випробувався у трьох об'єктах: 1059,0–1029,0 м; 1016,0–999,0 м і 984,0–957,0 м, всі вони виявилися продуктивними. Поклад приурочений до склепінної частини опущеного блока Русько-Комарівської структури. Він пластовий склепінний, тектонічно-екранований.

Передбачається, що в межах Закарпатського прогину нафтогазоматеринськими можуть бути породи крейдового віку, зокрема, чорні

сланці нижньої крейди. Не виключена вулканогенна природа вуглеводневих газів.

На Лучківській структурі, розташованій найближче до Русько-Комарівського родовища, передбачається відкриття чотирьох покладів газу у сарматських відкладах: три – у доробратівській і один – у лучківській світах, а ще один – у баденських відкладах.

Площі газонасності по кожному продуктивному горизонту визначені за сейсмоструктурними побудовами по двох стратиграфічних рівнях: покрівлі доробратівської світи неогену та горизонту відбиття А, приуроченому до поверхні донеогенового фундаменту.

Ефективні товщини визначені, виходячи із загальної тенденції поширення порід-колекторів у Мукачівській западині Закарпатського внутрішнього прогину. При цьому враховані результати буріння, отримані на сусідніх родовищах: Русько-Комарівському, Станівському, Мартівському та Камінській площі. Такі параметри, як коефіцієнти пористості та газонасиченості, а також властивості пластового газу прийняті за аналогією з Русько-Комарівським родовищем. Пластові тиски вибрані рівними гідростатичним, виходячи з глибини залягання імовірних покладів.

Початкові ресурси газу Лучківської структури оцінені нами в 5320 млн м³.

Великобичківська площа

Крейдовий і палеогеновий фліш Дуклянсько-Чорногірського, Буркутського, Рахівського, Мармароського та П'єнінського покривів південно-східного сектора Українських Карпат біля кордону з Румунією (Гуцульський сегмент), відзначаються дуже похилими насувами. Просторово згадані тектонічні одиниці перебувають у гідротермальному полі, в цілому не сприятливому щодо наявності в ньому вуглеводнів у значних масштабах. Проте в його межах виявлені невеликі за площею ділянки з переважанням вуглеводнів

у складі газів. З ділянками, які просторово тяжіють до Закарпатського прогину, слід пов'язувати перспективи газоносності району. Однією з таких ділянок є Великобичківський сектор Монастирецького субпокриву, де пропонується закласти параметричну свердловину 1-Великий Бичків з метою розкриття можливого параавтохтону Вежанського субпокриву і палеогену Діловецького субпокриву (Павлюк та ін., 2019).

Задовільними колекторськими властивостями характеризуються палеогенові пісковики, розповсюджені на північному заході і на південному сході Закарпаття. Це піщані горизонти, поширені у Монастирецькому, Вежанському і Білопотоцькому субпокривах Мармароського покриву, відповідно, у шопурській, метовській та драгівській світах.

Найбільш сприятливою ділянкою, де більшість з цих піщаних горизонтів можна розкрити на порівняно невеликій глибині, є територія Великобичківського мегаблока Монастирецького субпокриву в перетині р. Шопурка (рис. 80, 81). Із заходу мегаблок обмежений протяжним зсуво-скидом меридіонального простягання.

У північно-західному та східному напрямках глинистий шопурський фліш, яким тут складений Монастирецький субпокрив, перекриває на поверхні палеогенові відклади Діловецького субпокриву – великобанську та дусинську світи, відповідно еоцену та олігоцену. Ширина Монастирецького субпокриву в межах мегаблока коливається від 6 км до 10 км, а площа насуву, судячи з хвилястої в плані лінії його виходу на денну поверхню, досить полого, не більше 25°. Судячи з геологічної ситуації, на відстані приблизно 2,5–3 км від фронту насуву Монастирецького субпокриву, між ним і Діловецьким елементом, у параавтохтоні має Вежанський субпокрив, представлений тут дусинською світою олігоцену і метовською палеоцен-еоцену. Ймовірно, що під алохтоном олігоцену і еоцену відклади будуть мати більше поширення, ніж на поверхні. По-перше, через перекритість вони краще збережені від розмиву, а по-друге – товщини палеогену в бік Марамурської западини скоріш за все

зростають. У румунській частині западини, поруч з державним кордоном, душиноподібний нижній олігоцен (верстви Валя Карелор) має товщину до 700 м. Вище у розрізі стратиграфічно згідно на ньому залягає двокілометрова товща пісковиків Борша, літологічно подібна до кросненських відкладів. В ареалі їх поширення відомі родовища нафти і газу Сечел і Селіште. Потенційно продуктивними можуть бути також пісковики нижніх частин метовської (P_{1-2mt}) і великобанської (P_{2vb}) світ.

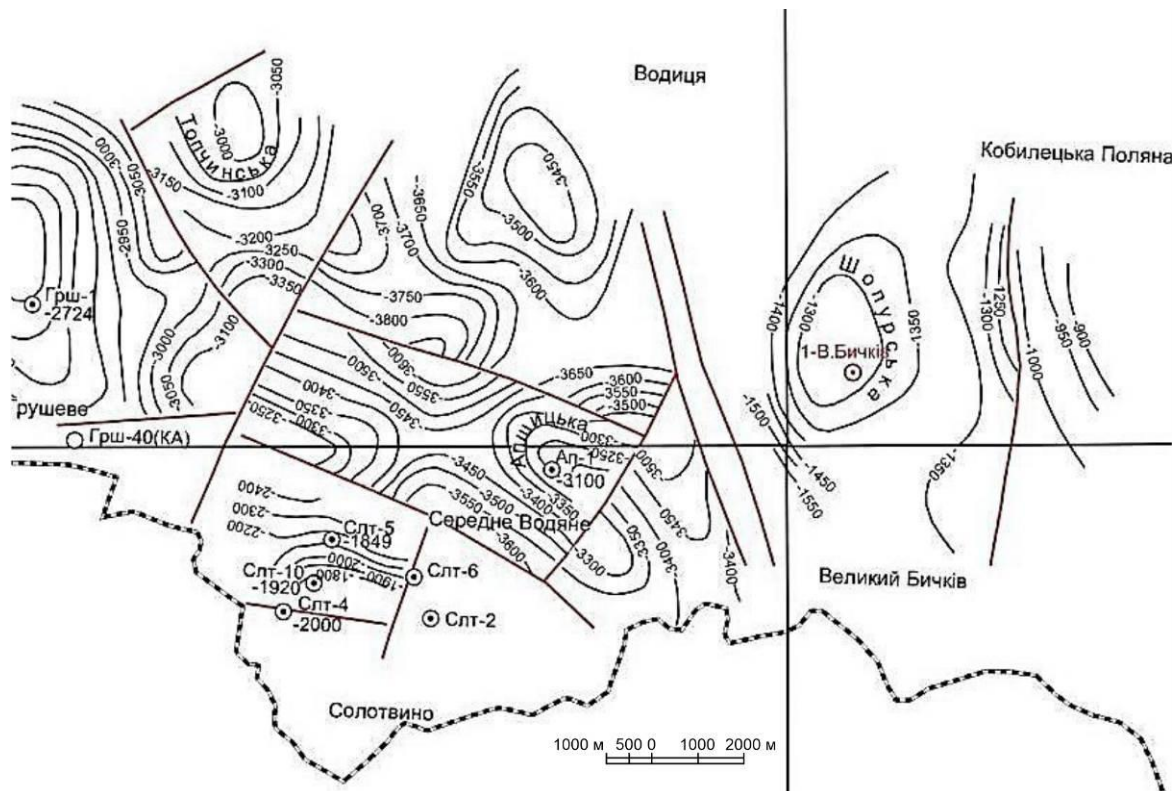


Рис. 80. Структурна карта по умовному горизонту відбиття А у фундаменті Солотвинської западини та горизонту відбиття у товщі палеогену Мармароського субпокриву (Шопурська структура)

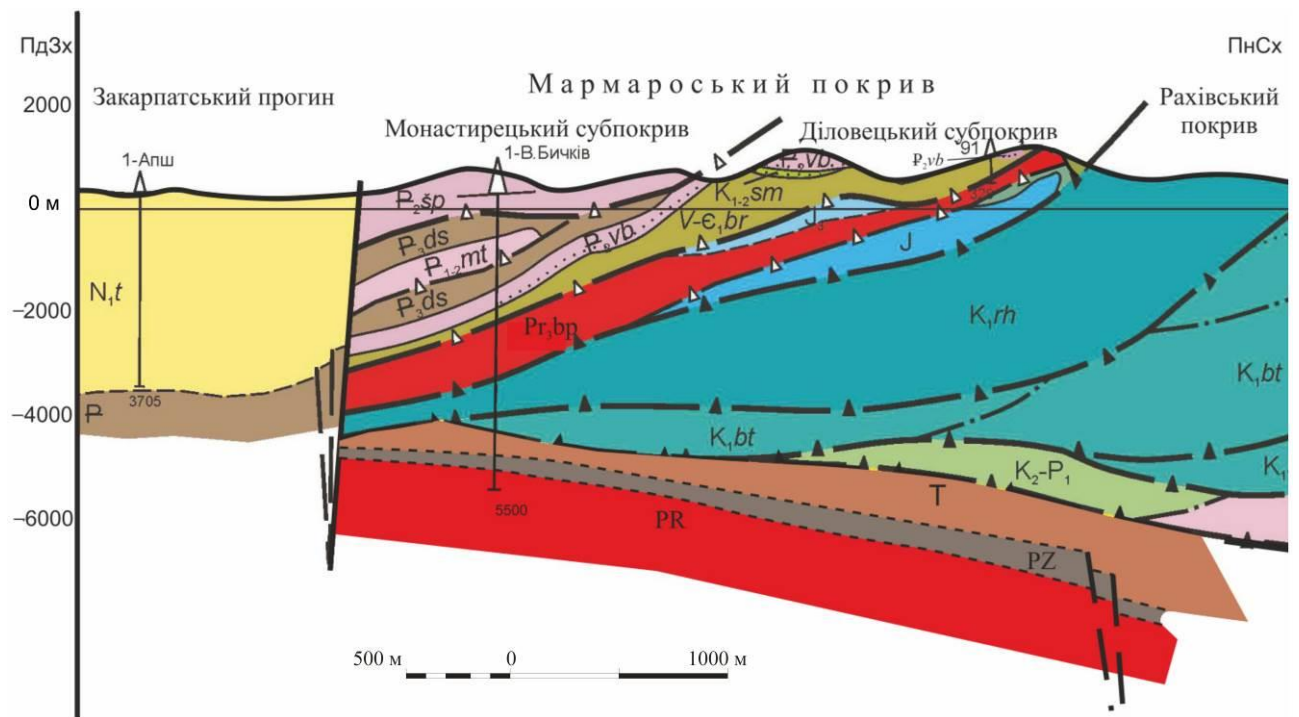


Рис. 81. Фрагмент геологічного розрізу по лінії Солотвино-Великий Бичків-Рахів-Ясиня-Ворохта (уклали В. В. Кузовенко і В. Є. Шлапінський, 2015)

Виходячи з цього, можна рекомендувати параметричну свердловину 1-Великий Бичків у Великобичківському мегаблоці з метою розкриття піщаних горизонтів Вежанського і Діловецького субпокривів. Якщо розмістити свердловину на відстані 8 км від фронтальної частини Монастирецького субпокриву, то найнижчий піщаний горизонт у великобанській світі може бути розкритий на глибині 2200 м. Крім того, за даними сейсмозв'язки у цьому перетині Карпат під Мармароським покривом прогнозується помітний підйом дофлішевої основи. Покрівля основи у місці розташування рекомендованої свердловини 1-Великий Бичків прогнозується на глибині близько 6000 м. Вона може бути складена наймолодшими відкладами доальпійського комплексу – тріасовими відкладами, промислово нафтогазоносними у сусідніх країнах.

Нижче відкладів флішу мали би залягати палеозойські, протерозойські та нижньокрейдові утворення, відповідно Діловецького, Білопотоцького і Кам'янопотоцького субпокривів. За даними сейсмозв'язки на цій ділянці

Карпат дофлішова основа суттєво підноситься, тому можливе розкриття юрських відкладів, які, вірогідно, входять до її складу (Павлюк та ін., 2019). Варто зауважити, що серед ареалу поширення порід доальпійського етапу пробурені декілька порівняно неглибоких пошукових свердловин. В деяких з них фіксувалися прояви горючого газу. У 1957 р. в картувальній свердловині 22 Кіровської експедиції з відкладів палеозою з глибини 134,9 м був отриманий приплив горючого газу, факел якого піднімався на висоту 1 м над гирлом свердловини. Горючий газ був зафіксований і в свердловині 31, розташований у цьому ж районі. У 1959 р. фонтан горючого газу отриманий із свердловини 44 Верхньотисенської партії в середній течії р. Косівка. Горючий газ виділявся з глибини 380 м з чорних глинистих сланців палеозою. Початковий тиск становив близько 60 атм. Глинистий розчин і буровий інструмент були викинуті на висоту 20 м. Свердловина газувала тривалий час. У пробі, відібраній з неї М. І. Жилівським у 1960 р., містилось: 40,45% метану, 31,25% вуглекислого газу, 24,88% азоту і 3,42% повітря.

Виділення горючого газу спостерігалися і під час буріння свердловин 43 на північній околиці с. Ділове і 45 поблизу с. Кругле, розташованих у долині р. Тиса. У першій з них газ виділявся з граніто-гнейсів білопотоцької світи протягом декількох років, а в другій – з чорних слабо метаморфізованих сланців і вапняків палеозою. Прояви горючого газу спостерігались у трикутнику Косівська Поляна-Рахів-Ділове у восьми картувальних свердловинах Закарпатської експедиції, пробурених у 1980–1983 р. р.

Майже в усіх свердловинах з проявами газу, пробурених у Мармароському покриві, горючий газ надходив із зони насуву Діловецького субпокриву на Білопотоцький. Цілком очевидно, що в принасувну зону газ потрапляє тріщинами з глибших горизонтів піднасуву.

Під насувом порівняно тонкої Мармароської одиниці прогножуються флішові утворення тилкових частин Рахівського і Буркутського покривів. Не виключено, що породи фундаменту можуть бути розкриті під флішем на

досяжній глибині, близько 6 км. Можливо також, що саме вони вміщують значні скупчення вуглеводнів, які, мігруючи до земної поверхні, насичують тріщинуваті породи палеозою і протерозою. Тут пропонується буріння параметричної свердловини глибиною 6000 м, результати якої мали б важливе значення для розуміння будови і історії розвитку Карпат, а також нафтогазоносності (Павлюк та ін., 2019).

Перечинська структура

Матеріалів з геологічної будови і нафтогазоносності донеогенового фундаменту в межах Закарпатської ГО недостатньо для обґрунтування пошукового буріння на конкретних структурах.

Зараз у фундаменті відомі лише поодинокі об'єкти, де, згідно з даними сейсмічних досліджень, виявлені додатні структури, як, наприклад, у межах Великораковецької, Глибокопотікської і Аксиницької площ, а також структури в підсольовому ложі, генезис яких ще не з'ясований.

За даними буріння, доведене існування в фундаменті лусок і покривів. Зафіксовані також підняті, значні за розмірами блоки. Не виключені пастки неантиклінального типу і структури облямовування.

У структурному відношенні цікавими є випадки, коли виступи мезозою Внутрішніх Карпат, зокрема, доломіти тріасу, контактують по площинах тектонічних порушень з зоною скель Пенінського покриву. На території Австрії у Віденській западині у подібних геотектонічних одиницях виявлені великі газові родовища Андерклаа-Брайтенсее і Ширкінхер-Матцен.

Аналогічна ситуація можлива і у Закарпатському прогині в Ужгород-Перечинському перетині північніше параметричної свердловини 1-Невицьке. У ній під неогеном і пологим центрально-карпатським підгальським флішем палеогену розкриті три луски, складені відкладами крейди, юри і тріасу (рис. 82).

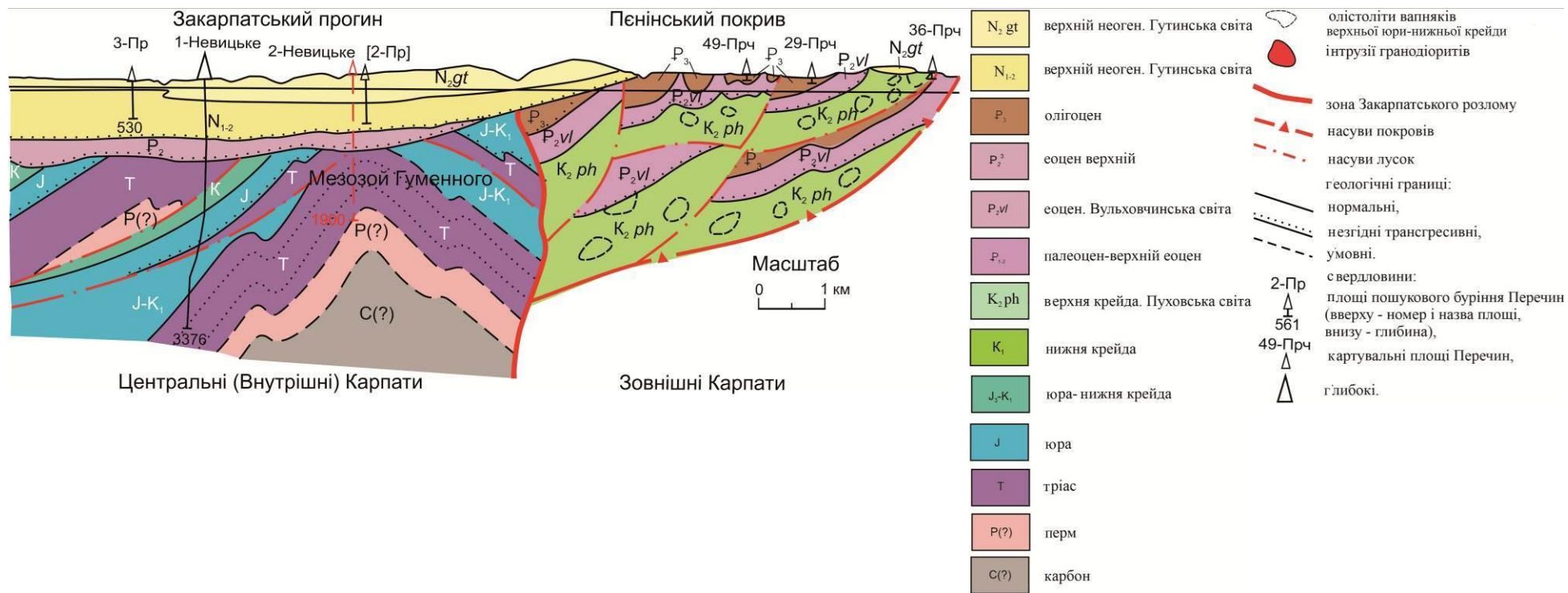


Рис. 82. – Геологічний розріз по лінії Ужгород-Невицьке-Перечин (уклали: В. В. Кузовенко, В. Є. Шлапінський, 2017)

Ймовірно, що у відкладах палеозою і мезозою існує Перечинська антиклінальна складка, перекрита насувом південної мезозойської луски. Поверхня цього насуву нерівна, деформована наступними вертикальними рухами. У центральній, найбільш піднесеній частині Перечинської складки, насунений мезозой розмитий у посткрейдовий час і тріасові відклади безпосередньо контактують з трансгресивним палеогеном.

Приблизно оцінити розріз, яким складена ця структура і породи, що її перекривають, з точки зору наявності колекторів і покриток можна за результатами інтерпретації матеріалів промислово-геофізичних досліджень свердловини 1-Невицьке.

Слабогазонасичені теригенні колектори залягають у неогеновому комплексі в інтервалі глибин 553,6–796,8 м. Утворення палеогену в інтервалі 810–1120 м насичені колекторами з пористістю від 7 до 16%, але всі вони водонасичені за винятком інтервалу 1053–1069 м, насиченого водою з газом.

Відклади тріасу розкриті свердловиною 1-Невицьке у трьох лусках. Найвища з них, що залягає в інтервалі 1120–1510 м, складена карбонатною товщею середнього тріасу, а дві нижні в інтервалах 2233–2266 м і 2904–3376 м – теригенними породами. У складі середнього тріасу виявлені водонасичені колектори з задовільними фізичними властивостями. Верхня теригенна товща у лусках, що залягають нижче, вміщує колектори четвертої категорії і неколектори (у третій лусці ці породи газонасичені), середній тріас тут не розкритий. Проте саме з карбонатами тріасу пов'язані промислові, в тому числі і значні за запасами скупчення нафти і газу Словаччини, Угорщини і Австрії.

Таким чином, можна очікувати, що у склепінній частині Перечинської складки відклади середнього тріасу залягають на порівняно невеликій глибині, орієнтовно 1200–1500 м. Покрівлею для карбонатної товщі можуть слугувати непроникні породи верхнього тріасу.

Вулканогенно-теригенно-кременистий нижній тріас навряд чи вміщує породи-колектори. Під ним слід очікувати пермські відклади, які на словацькій території (Черні Гори) представлені 300-метровою товщею пісковиків,

гравелітів і конгломератів. Піщані відклади пермі можуть залягати в інтервалі глибин 1800-2400 м. Саме цю глибину можна вважати проєктною для рекомендованої пошукової свердловини 1-Перечин.

ЛІТЕРАТУРА ДО П'ЯТОГО РОЗДІЛУ

- Бик, С. І., Бартошинська, Є. С., Матрофайло, М. М. та ін. (2011). *Генезис і акумуляція метану у палеозойських відкладах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну* [Звіт]. Львів: ІГГК НАН України.
- Верниковский, В. Н. (1976). *Доордовикские отложения Львовского палеозойского прогиба и условия их осадконакопления* [Дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Вишняков, І., Гаврилко, Г., Гоник, І., & Гоник, О. (2011). *Виконати аналіз фонду структур (об'єктів), поточного стану ресурсної бази вуглеводневої сировини та визначити найефективніші напрямки нафтогазопошукових робіт у Західному і Південному регіонах України*. Львів: ЛВ УкрДГРІ.
- Вуль, М. Я., Вишняков, І. Б., Гоник, І. О. та ін. (2008). *Обґрунтування напрямків і планів геологорозвідувальних робіт на основі комплексної оцінки перспектив нафтогазоносності та аналізу фонду структур (об'єктів) Західного і Південного регіонів України – Зональний прогноз нафтогазоносності кембрійських відкладів Волино-Подільської нафтогазоносної області (НГО)* [Звіт]. Львів: ЛВ УкрДГРІ.
- Вуль, М. Я., Зур'ян, О. В., Старинський, В. О., Сидоренко, Л. М., & Ціхонь, Т. В. (2019). *Стан вуглеводневої сировинної бази Західного нафтогазоносного регіону України. У Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: матеріали VI Міжнародної науково-практичної конференції (7–11 жовтня 2019 р., м. Трускавець) (Т. 2, с. 96–102)*. Київ: ДКЗ.
- Глушко, В. В., & Круглов, С. С. (Ред.). (1977). *Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Година, Ю. М., Горбовець, І. Й., & Якібюк, Ю. М. (2000). *Геологічний проект пошуково-розвідувального буріння на Солотвинській площі*. Львів: КНДВ.

- Гоник, І. О. (2009). Перспективи пошуків вуглеводнів у кембрійських відкладах Волино-Подільської нафтогазоносної області за результатами зонального прогнозу. *Мінеральні ресурси України*, 1, 39–43.
- Губич, І. Б., Сирота, Т. О., Яронтовський, О. Г., & Барчук, В. В. (2008). Флюїдодинамічна модель формування покладів вуглеводнів в утвореннях мезозою Косівсько-Угерської підзони. *Збірник наукових праць Українського державного геологорозвідувального інституту*, 1, 136–142.
- Котык, В. А., Бержинская, Л. Ф., & Папроцкая, К. М. (1977). *Геологический отчет о результатах структурно-поискового бурения, проведенного на площади Подгайцы Тернопольской области УССР в 1974–1976 гг.* Львов.
- Кучер, С. Ф. (Відп. викон.). (2008). *Інформаційний звіт за II етап теми «Опрацювати промислово-геофізичні матеріали по свердловинах, які розкрили кембрійські відклади Волино-Подільської НГО і баденські відклади південно-східної частини Більче-Волицького НГР, з метою підготовки вихідних даних для зонального прогнозу газоносності».* Івано-Франківськ.
- Матвеева, А. А., & Васильев, В. В. (1971). *Отчет о результатах структурно-поискового бурения на площади Чоп Закарпатской области УССР, проведенного в 1969–1971 гг.* (Т. 1–2). Львов.
- Наумко, І. М., Павлюк, М. І., Сворень, Й. М., & Зубик, М. І. (2015). Про метан газувугільних родовищ як потужне додаткове джерело вуглеводнів в Україні. В *Геологія горючих копалин: досягнення і перспективи: матеріали Міжнародної наукової конференції* (Київ, 2–4 вересня 2015 р.) (с. 150–154). Київ.
- Павлюк, М. І., Різун, Б. П., Вишняков, І. Б. та ін. (2009). *Картування похованих палеозойських рифів у Львівському прогині та вивчення особливостей просторової локалізації різногенетичних зон виклинювання неогенових відкладів у межах Закарпатського прогину* [Звіт] (Кн. 1). Львів: ІГГК НАН України.

- Павлюк, М. І., Савчак, О. З., Різун, Б. П. та ін. (2015). *Геодинамічні та геохімічні аспекти нафтогазоагромадження в нафтогазоносних регіонах України* [Звіт]. Львів: ІГГГК НАН України.
- Павлюк, М. І., Сеньковський, Ю. М., Медведєв, А. П. та ін. (2012). *Формування перспективних нафтогазоносних карбонатних резервуарів – тіл біогенної лавинної седиментації шельфу Чорного моря та виклинювання кембрійських відкладів як ймовірних пасток вуглеводнів на Волино-Поділлі* [Звіт]. Львів: ІГГГК НАН України.
- Павлюк, М., Шлапінський, В., Савчак, О., Тернавський, М., Гузарська, Л., Тріска, Н., & Огренда, Н. (2019). Нові підходи до визначення перспектив нафтогазоносності південно-східної частини внутрішніх флішових покривів Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4(181), 5–16. <https://doi.org/10.15407/ggcm2019.04.005>
- Пархомовський, О. А. и др. (1981). *Основные результаты и технико-экономические показатели геологоразведочных работ на нефть и газ в Украинской ССР за 1971–1975 гг.* [Отчет]. Львов.
- Петрашкевич, М. Й. (1967). *Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Закарпатского внутреннего прогиба* [Дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Пилипчук, А. С., & Карпенчук, Ю. Р. (1985). О газоносности миоценовых принадвиговых структур Предкарпатского прогиба. *Нефтяная и газовая промышленность*, 2, С. 37-51.
- Трушкевич, Р. Т., & Швай, Л. П. (1998). Формування покладів нафти і газу у Західному регіоні України. *Нафтова і газова промисловість*, 4, 7–9.
- Утробин, В. Н. (1965). О некоторых вопросах тектоники и перспективах нефтегазоносности Советского Закарпатья. В *Тезисы докладов научно-технической конференции* (с. 112-114). Львов.
- Хоменко, В. І. (1971). *Глибинна будова Закарпатського прогину*. Київ: Наукова думка.

- Хижняков, А. В. (1986). Катагенез углей Львовско-Волинского каменноугольного бассейна и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений. В *Нефтегазообразование на больших глубинах: тезисы докладов V Всесоюзного семинара* (с. 73–74). Москва.
- Явний, П., & Бучинська, І. (2012). Оцінка метаноносності вугленосної товщі Львівсько-Волинського басейну. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 17–28.
- Bañacký, V. et al. (1989). *Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Vychodslovenskej nížiny a Zemplinských Verchov 1 : 50 000* (s. 143). Geol. ustav. D. Štúra. Bratislava.
- Shulga, V., Dudok, I., & Byk, S. (2008). *Coal-bearing formation of the Lviv-Volyn coal basin: Field Trip Guide of the 7th European Coal Conference (Lviv, Ukraine, August 26–29, 2008)*. Lviv.

6. АНАЛІЗ РЕСУРСНОЇ БАЗИ ЗАХІДНОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

6.1. Нафтогазогеологічне районування регіону

Основою для оцінки ресурсної бази зазвичай служать схеми нафтогазогеологічного районування території, створені на основі тектонічного районування та розподілу родовищ (рис. 83). Нами прийнята схема, згідно з якою вслід за В. С. Буровим та ін. в межах Західного регіону виділяються

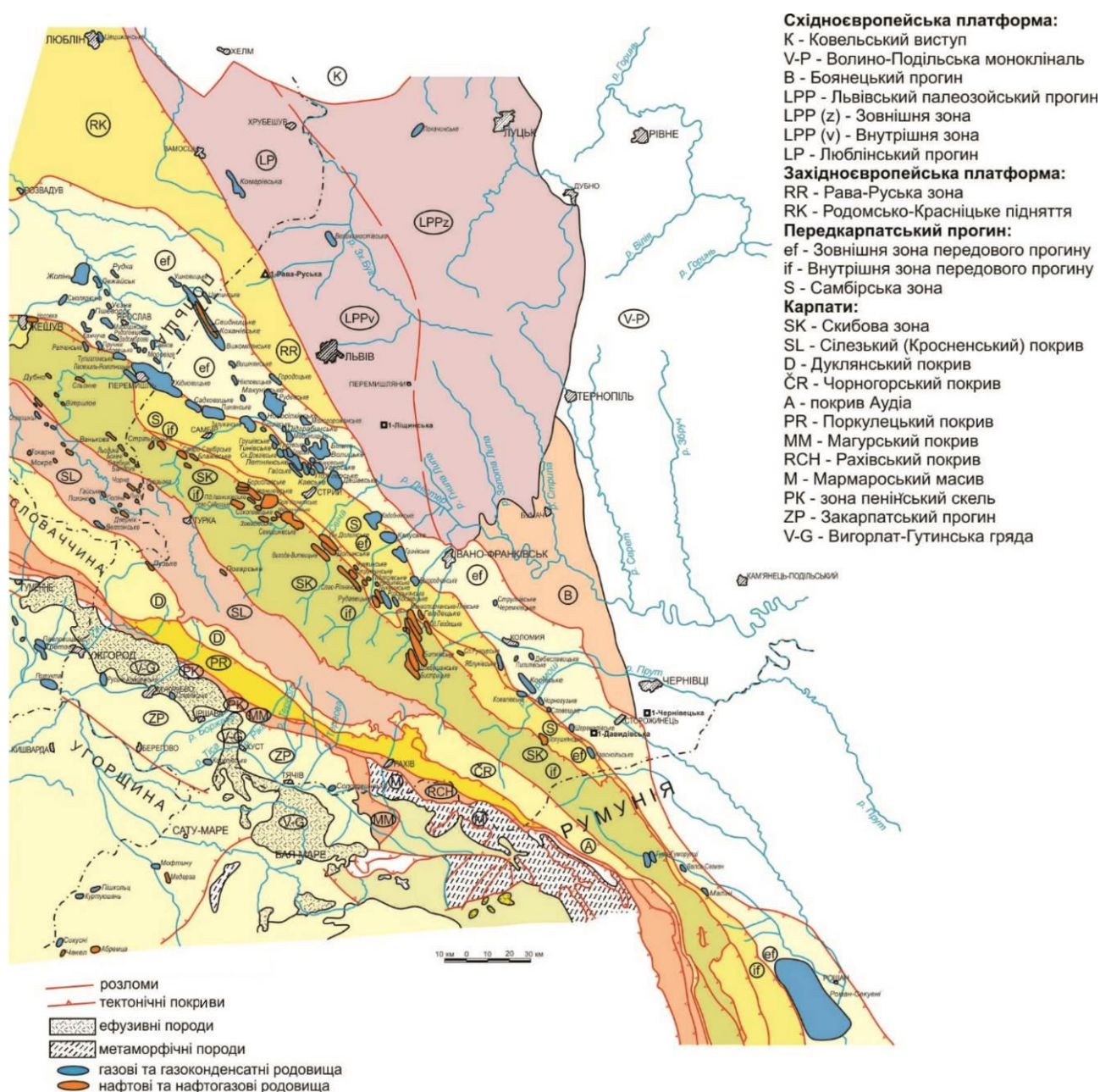


Рис. 83. Тектонічна схема Західного нафтогазоносного регіону України

дві нафтогазоносні провінції – Карпатська, що охоплює територію Складчастих Карпат, Передкарпатського та Закарпатського прогинів, і Балтійсько-Переддобрудзька, до якої входить перспективна територія північної частини Дністерського перикратону разом із накладеним на нього Львівським палеозойським прогином. Нафтогазогеологічне районування, ув'язане з тектонічним районуванням (Буров и др., 1969), має такий вигляд.

БАЛТІЙСЬКО-ПЕРЕДДОБРУДЗЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ПРОВІНЦІЯ

А. Волино-Подільська нафтогазоносна область

Волинський нафтогазоносний район

Подільський перспективний район

Бузький газоносний район

Нестерівський перспективний район

Магерівський район з невизначеною перспективністю

КАРПАТСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ПРОВІНЦІЯ

Б. Передкарпатська нафтогазоносна область

автохтонні райони:

Більче-Волицький нафтогазоносний район

Нафтогазоносний район Платформного автохтону Карпат

алохтонні райони:

Самбірський перспективний район

Бориславсько-Покутський нафтогазоносний район

В. Карпатська нафтогазоносна область, шар'яз

Скибовий нафтогазоносний район

Кросненський нафтогазоносний район

РНП південного схилу Карпат

Г. Закарпатська газоносна область

Мукачівсько-Солотвинський газоносний район

6.2. РЕСУРСНА ВУГЛЕВОДНЕВА БАЗА РЕГІОНУ

Західний нафтогазоносний регіон відноситься до старих нафтогазоносних регіонів. Основні за запасами родовища, які залягають на невеликих та середніх глибинах (до 4 км) були відкриті ще в середині минулого століття. В останні роки відкриваються дрібні та дуже дрібні за запасами родовища, які не забезпечують необхідної бази для видобування нафти і газу. Їхні річні видобутки неухильно зменшуються – від максимальних 2,86 млн т нафти у 1967 р. і 12,57 млрд м³ газу у 1969 р. до 0,41 млн т нафти і 1,08 млрд м³ газу у 2020 р. За весь період розробки, яка для нафти обліковується з 1880 р., а для газу – з 1924 р., з родовищ Західного регіону видобуто 120 млн т нафти з конденсатом і 310 млрд м³ вільного та розчиненого газу. Основні об'єми нафти в регіоні видобувають підприємства ВАТ “Укрнафта”, газу – ПАТ “Укргазвидобування”.

Коефіцієнт успішності пошукових робіт станом на 01.01.2020 р. у середньому по регіону становив 0,43, що значно вище від світового (0,3). По окремих НГО та НГР він суттєво коливається: для Волино-Подільської НГО – 0,17, Більче-Волицького НГР – 0,68, НГР Платформного автохтону Карпат – 0,33, Бориславсько-Покутського НГР – 0,50, Карпатської НГО – 0,20, Закарпатської ГО – 0,30.

Коефіцієнти підтвердження перспективних ресурсів нафти, газу та конденсату на об'єктах, де проводилося пошукове буріння упродовж 2010-2020 рр., становлять: для Волино-Подільської НГО – 0,13, для мезозойських та сарматських відкладів Більче-Волицького НГР – 0,35, для баденських – 0,34, для НГО Платформного автохтону Карпат – 0,34, для Бориславсько-Покутського НГР – 0,23, для Карпатської НГО – 0,08, для Закарпатської ГО – 0,07.

Останнім часом намітилася загрозлива тенденція до скорочення об'ємів видобутку вуглеводнів. Вона пов'язана як з геологічними, так і з організаційними чинниками, але перш за все – з відсутністю надійної ресурсної бази, що пояснюється суттєвим скороченням геологорозвідувальних робіт за

останні десятиліття. ВАТ “Укрнафта” пошукового буріння в останні роки взагалі не проводить.

За прогнозами науковців у недостатньо вивчених осадових комплексах і перш за все на значних глибинах (5–6,5 км) є ще значні ресурси нафти і газу. Оцінку прогнозних ресурсів вуглеводневої сировини перманентно виконувало Львівське відділення УкрДГРІ, що давало змогу коригувати уявлення щодо об’ємів, структури та економічного значення перспективної мінерально-сировинної бази для нафтогазодобувної промисловості. Наукове обґрунтування напрямків пошуково-розвідувальних робіт створювало необхідне підґрунтя для розробки довгострокових стратегій відтворення вуглеводневої бази, обґрунтування доцільності зосередження геологорозвідувальних робіт у найперспективніших та економічно привабливих районах, ліцензування ділянок для їх виконання тощо. Внаслідок ліквідації у 2012 р Львівського відділення УкрДГРІ цими питаннями в Україні ніхто цілеспрямовано не займається, ресурсна вуглеводнева база не уточнюється.

Остання офіційна оцінка ресурсів вуглеводнів Західного регіону України була виконана фахівцями Львівського відділення УкрДГРІ станом на 01.01.2004 р. (Вуль и др., 2006; Федішин та ін., 2005) і, незважаючи на відносно невеликі обсяги проведених з цього часу геолого-розвідувальних робіт, уже потребувала суттєвого коригування. Ресурсна база регіону була відкоригована станом на 01.01.2016 р. групою працівників під керівництвом В. О. Старинського і М. Я. Вуля (Вуль та ін., 2019) по відкладах кембрію, силуру і девону Волино-Подільської НГО, кембрію, юри, крейди, бадену і сармату Більче-Волицького НГР, палеогену, крейди та верхньої юри НГР Платформного автохтону Карпат, міоцену Самбірського ПР палеогену Бориславсько-Покутського НГР нижньої і верхньої крейди та палеогену Карпатської НГО, тріасу, крейди, палеогену і неогену Закарпатської ГО. Однак ця оцінка не є офіційною, вона ніким не затверджена. Тим не менше ми взяли її за основу як останній варіант кількісної оцінки запасів і ресурсів вуглеводневої сировини Західного нафтогазоносного регіону України, відкоригувавши дані на накопичений видобуток нафти,

**Структура початкових сумарних видобувних ресурсів
вуглеводневої сировини Західного регіону України (млн т, млрд м³)
за В. О. Старинським і М. Я. Вулем (Вуль та ін., 2019)
зі змінами і доповненнями авторів**

Елементи нафтогазогеологічного районування		Вид вуглеводневої сировини	Накопичений видобуток	Код класу		
				111+121+122+332	333+334+335	Початкові сумарні ресурси
1		2	3	4	5	6
Волино-Подільська НГО		н.	—	—	13,2	13,2
		в.г.	0,7	3,3	69,6	73,6
		р.г.	—	—	0,5	0,5
		Σ	0,7	3,3	83,3	87,3
Передкарпатська НГО		н.	112,1	51,6	109,1	272,8
		к.	2,7	2,1	0,3	5,1
		в.г.	262,0	99,9	104,0	465,9
		р.г.	45,9	23,8	70,1	139,8
		Σ	422,7	177,4	283,5	883,6
Зокрема	Більче- Волицький НГР	н.	0,1	0,7	0,1	0,9
		к.	—	—	—	—
		в.г.	199,8	82,8	82,5	365,1
		Σ	199,9	83,5	82,6	366,0
	НГР Платформного автохтону Карпат	н.	0,9	3,7	68,5	73,1
		р.г.	0,3	2,3	41,4	44,0
		Σ	1,2	6,0	109,9	117,1
	Самбірський ПР	н.	—	—	—	—
		в.г.	—	—	13,6	13,6
		р.г.	—	—	—	—
		Σ	—	—	13,6	13,6
	Бориславсько- Поткутський НГР	н.	111,1	47,2	40,5	198,8
		к.	2,7	2,1	0,3	5,1
		в.г.	62,2	17,1	7,9	87,2
		р.г.	45,6	21,5	28,7	95,8
		Σ	221,6	87,9	77,4	386,9
Карпатська НГО		н.	5,0	3,4	40,2	48,6
		к.	0,1	—	—	0,1
		в.г.	0,6	0,8	55,9	57,3
		р.г.	0,6	0,3	10,0	10,9
		Σ	6,3	4,5	106,1	116,9

Продовження таблиці 12.

1		2	3	4	5	6
Зокрема	Скибовий НГР	н.	5,0	3,4	17,8	26,2
		к.	0,1	–	–	0,1
		в.г.	0,6	0,5	26,8	27,9
		р.г.	0,6	0,3	4,0	4,9
		Σ	6,3	4,2	48,6	59,1
	Кросненський НГР	н.	–	–	22,4	22,4
		в.г.	–	0,3	29,1	29,4
		р.г.	–	–	6,0	6,0
		Σ	–	0,3	57,5	57,8
	Дуклянський ПР	н.	–	–	–	–
	Закарпатська ГО	в.г.	0,2	4,7	117,5	122,4
	Західний регіон України загалом	н.	117,1	55,0	162,5	334,6
		к.	2,8	2,1	0,3	5,2
		в.г.	263,5	108,7	347,0	719,2
		р.г.	46,5	24,1	80,6	151,2
		Σ	429,9	189,9	590,4	1210,2

конденсату, вільного та розчиненого газу і, відповідно, зменшивши ресурси вуглеводнів промислових категорій. Результати оцінки зведені в таблицю 12.

У методичному аспекті оцінка ресурсів вуглеводнів виконана способом порівняльних геологічних аналогій з внутрішніми (в межах регіону) або зовнішніми (Польща, Литва) еталонами з використанням способів визначення питомих щільностей ресурсів на одиницю підрахункової площі, а для найкраще вивчених ділянок і комплексів (деякі ділянки Більче-Волицького НГР та Карпатської НГО) – запасів, що припадають на усереднену структуру. Під час оцінки прогнозних ресурсів Бориславсько-Покутського НГР їхній підрахунок виконувався об'ємним методом для структур і покладів, виділених на детальних поярусних структурних картах. При цьому не враховувалися структури за межами поширення кондиційних колекторів. Оцінка ресурсної вуглеводневої бази виконана за сучасною цифровою класифікацією запасів і ресурсів (Інструкція..., 1998).

Згідно з викладеними підрахунками залишкові видобувні запаси вуглеводнів складають відповідно 220 млн т нафти з конденсатом і 560 млрд м³ вільного і розчиненого газу. Якщо з даними про залишкові видобувні запаси нафти і конденсату в регіоні ще можна погодитись, то стосовно газу

представлена згаданими авторами цифра видається дещо перебільшеною.

Тим не менше у Західному нафтогазоносному регіоні є території, в межах яких ступінь освоєння ресурсної бази залишається ще дуже низьким. Реалізація ресурсної бази визначається відношенням суми накопиченого видобутку вуглеводнів та запасів за кодами класів 111+121+122+332 до початкових сумарних видобувних ресурсів.

Однією з найперспективніших територій Західного регіону є НГР платформного автохтону Карпат, в якому реалізація ресурсної бази складає лише 6,1 %. Перспективи відкриття нових родовищ пов'язуються тут в основному з відкладами юри та крейди, які занурені на глибини 5,5–6,5 км.

Наступною за перспективністю можна вважати Карпатську НГО, де ступінь реалізації ресурсів становить 9,2 %. Основні перспективи тут пов'язуються з відкладами палеогену на глибинах 1,5–5 км.

Лише на 4,6 % реалізований потенціал Волино-Подільської НГО, перспективи якого пов'язані зі значним стратиграфічним діапазоном – від венду до девону. Глибини залягання теж коливаються в широкому інтервалі – від 1,0 до 4,5 км. І це без врахування ресурсів “сланцевого” газу у відкладах силуру, питання про існування яких залишається відкритим і знаходиться лише на етапі початкового вивчення.

Ступінь реалізації ресурсної бази Закарпатської ГО не перевищує 4,0 %, традиційно перспективні відклади неогену, а також практично не вивчені відклади донеогенової основи на глибинах до 3,5–4 км.

Є в регіоні Самбірський перспективний район, потенціал якого на сьогодні взагалі не реалізований. Тут перспективи пов'язуються з відкладами міоцену на глибинах від 0,5 до 5 км.

ЛІТЕРАТУРА ДО ШОСТОГО РОЗДІЛУ

- Буров, В. С., Глушко, В. В., Шакин, В. А., & Шпак, П. Ф. (1969). К вопросу о северо-восточной границе распространения флиша во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. *Геологический журнал*, 29(3), 3–11.
- Вуль, М. А., Гаврилко, В. М., Полухтович, Б. М. и др. (2006). Старые мехи – свежее вино. Современное состояние ресурсной базы углеводородов в нефтегазоносных регионах Украины и перспективы ее освоения. *Газ & Нефть. Энергетический бюллетень*, 11, 32–36.
- Вуль, М. Я., Зур'ян, О. В., Старинський, В. О., Сидоренко, Л. М., & Ціхонь, Т. В. (2019). Стан вуглеводневої сировинної бази Західного нафтогазоносного регіону України. У *Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування: матеріали VI Міжнародної науково-практичної конференції (7–11 жовтня 2019 р., м. Трускавець) (Т. 2, с. 96–102)*. Київ: ДКЗ.
- Інструкція із застосування Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до геолого-економічного вивчення ресурсів перспективних ділянок та запасів родовищ нафти і газу N 475/2915. (1998). Київ: УНГА.
- Федишин, В. О., Вуль, М. Я., & Гаврилко, В. М. (2005). Прогнозні ресурси вуглеводнів Західного регіону України та стратегія їх освоєння. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 5–14.

ВИСНОВКИ

У книзі висвітлено сучасні погляди на геологічну будову, геодинаміку і нафтогазоносність Західного нафтогазоносного регіону України, викладено теоретичні уявлення про синтез і генезис природних вуглеводнів у літосфері Землі, розглянуто підходи до визначення газогенераційного потенціалу органічної речовини осадового чохла на засадах термодинаміки.

Особливу увагу приділено складній за геологічною будовою Карпатській нафтогазоносній провінції, яку недостатньо вивчено як геолого-геофізичними методами досліджень, так і бурінням.

Підсумовуючи викладений фактичний матеріал та емпіричні міркування, доходимо до висновків, які об'єднують теоретичні і практичні сторони розглянутої проблеми. На думку авторського колективу різноплановість численних гіпотез-теорій синтезу і генезису природних вуглеводнів у літосфері Землі зумовлена їхнім генераційно-міграційним захопленням, як багатоваріантністю еволюції органічної речовини, яка об'єднує у єдиній синергії процеси синтезу та деструкції. Водночас, панівні абіогенну, абіогенно-біогенну і біогенну точки зору може фактично урівняти концепція полігенезу нафти і газу, елементи якої вже напрацьовано в ІГГК НАН України і в яку органічно вписуються розроблені в Інституті «нова теорія мінерального синтезу нафти і газу в умовах астеносфери мантиї Землі», «змішаного органічно-мінерального синтезу» («подвійний генезис»), «нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм» тощо.

З проаналізованих літературних джерел щодо інтерпретації фізико-хімічних систем типу вода–вуглеводні та візуалізації поведінки і фазових станів вуглеводне-водних флюїдів за високих температур і тисків (за експериментальними даними) впливають інноваційні підходи щодо розробки достовірних фізико-хімічних моделей і шляхів синтезу і генезису природних вуглеводнів та формування родовищ нафти і газу у літосфері Землі. Аналіз матеріалів експериментального дослідження водо-нафтових розчинів засвідчує, що за певних високих значень P і T проходить повна змішуваність води і

вуглеводнів; у процесі зниження або підвищення тиску за відповідної температури може статися зміна агрегатного складу системи з гомогенного у гетерогенний і навпаки. Це підтверджено даними з поведінки і фазових станів вуглеводне-водних флюїдів за високих температур і тисків (за відомостями про водно-вуглеводневі включення у кристалах синтетичних мінералів), згідно з якими сприятливі умови для нафтидогенезу у земних надрах досягаються на глибинах понад 12–15 км – для існування і перенесення велетенських кількостей вуглеводнів у рідкій фазі, збагачених легкими і середніми нафтовими фракціями, у вигляді надкритичного флюїду; на глибинах не менше 10–12 км – для виникнення істотно вуглеводневих гомогенних флюїдів, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з каустогенними породами та на глибинах порядку 3,5–4,5 км – для існування двофазових рідких водно-нафтових флюїдів без вільного газу, утворених при взаємодії гідротермальних розчинів з нафтою.

За таких і вищих T , P -параметрів і складу нафтидоутворювальних систем у різних геофлюїдодинамічних ситуаціях літосфери Землі у підсумку і формуватиметься весь спектр природних вуглеводнів – складових нафти і газу. Весь перелічений комплекс нафтидоносних систем може функціонувати і в надрах Заходу України. Це значно доповнює геологічні передумови міграції і формування родовищ вуглеводнів у Західному нафтогазоносному регіоні, які апріорі формуватимуться за відмінних термодинамічних параметрів і складу нафтидоносних систем. Такими універсальними підходами до синтезу і генезису природних вуглеводнів й визначається нова фундаментальна парадигма нафтогазової геології і геохімії – полігенез природних вуглеводнів у надрах, що збільшує потенціал нафтогазоресурсності перспективних регіонів України, зокрема Західного нафтогазоносного регіону.

На сучасному етапі ефективність пошукових критеріїв вуглеводнів значною мірою визначають інноваційні підходи. Геологічна будова нафтогазоносних комплексів Західного нафтогазоносного регіону, зокрема, Складчастих Карпат, потребує довивчення і доповнення загальногеологічних

показників нафтогазоносності. За таких передумов зростає важливість застосування нових оригінальних дослідницьких підходів, до яких, насамперед, належать методи термобарогеохімії і термодинаміки.

Термодинамічний аналіз засвідчив, що оптимальні режими для консервації систем із високим вмістом важких вуглеводнів спостерігаються на глибинах 2-5 км, тобто на рівнях «нафтового вікна», при чому найкращі умови відповідають найменшим значенням теплового потоку, що цілком логічно з огляду на деструктивний вплив температури при помірних тисках, які реалізуються на таких глибинах. Встановлено, що за своїм складом гази нафтових родовищ утворюються на більших глибинах, ніж газових і газоконденсатних, а останні займають проміжне положення. При цьому збільшення температури є фактором, який очевидно сприяє утворенню важких вуглеводнів в умовах зростання тиску. Якщо оцінювати глибини утворення сумішей вуглеводнів в рівновазі із керогеном за допомогою формалізму Джейнса, то нафта синтезована на глибинах 12–17 км, газоконденсат – 10–12 км, а газ – 6–8 км.

Значні тиски та температури, які відповідають умовам утворення алканів родовищ вуглеводнів Західного нафтогазоносного регіону, істотно відмінні від тих, що реалізовані в пастках. Слід допустити, що ці відмінності є наслідком міграції вуглеводневого флюїду від зони утворення до пастки. Факт міграції опосередковано підтверджується діаграмою залежності коефіцієнта $i\text{-C}_4/n\text{-C}_4$ родовищ цього регіону від нормалізованого вмісту метану. Крім того, на міграцію вказує і локалізація ділянок найбільших рівноважних температур утворення на перетинах регіональних розломів. Пропорція ізомерів бутану є своєрідним відбитком, який зафіксував у часі реальні умови утворення вуглеводнів Західного нафтогазоносного регіону.

Сумарний компонентний склад газів нафтогазових родовищ при термодинамічному аналізі вказує як на можливість біогенного, так і на ймовірність абіогенного походження («полігенез нафти»). Обмеженням цих припущень є сама модель, яка передбачає перебування у рівновазі системи, що складається з керогену і вуглеводневих газів. Якщо гази мігрують, а кероген

залишається у зоні синтезу, то система починає прямувати до нової рівноваги, яка характеризуватиметься іншим розподілом елементів між її складовими. З природних систем ця модель найкраще відповідатиме «сланцевим» газу і нафті, де така рівновага реалізується у закритих порах, зокрема, й у флюїдних включеннях у мінералах, вмісних порід.

За таких передумов, спираючись на візуалізацію результатів, можна стверджувати, що газогенераційний потенціал керогену більшої частини Бориславо-Покутського нафтогазоносного району можна вважати вичерпаним, і формування речовини вуглеводневих родовищ в цій ділянці земної кори вже мало ймовірно. Натомість, кероген Більче-Волицького нафтогазоносного району ще зберігає достатній потенціал для наповнення екранованих резервуарів вуглеводневим матеріалом.

Уточнено схему кореляції мезозойсько-кайнозойських відкладів Українських Карпат.

З використанням реперного горизонту смугастих вапняків відкориговані об'єми головоцької і верховинської світ олігоцену, за даними мікрофауни уточнені границі олігоцену і міоцену.

У Бориславсько-Покутському покриві доведене істотне кутове неузгодження поляницької світи з сусідніми стратиграфічними одиницями: поляницька світа залягає на різних рівнях не лише олігоцену, а й еоцену.

За літологічними ознаками виокремлено три основні літотипи олігоцену Карпат. Менілітовий літотип найбільше поширений у Береговій та Орівській скибах Скибового покриву і Бориславсько-Покутському покриві Передкарпатського прогину, кросненський – у південних скибах Скибового і в Кросненському покривах та у Скупівському і Ставнянському субпокривах, дусинський літотип – у Березнянському субпокриві Дуклянсько-Чорногірського покриву.

Деталізована тектоніка Складчастих Карпат.

За істотно відмінними літотипами відкладів крейди і палеогену в Кросненському покриві виділені два субпокриви: Турківський і Бітлянсько-

Свидовецький. В їхніх межах виділені менші тектонічні елементи – скиби. У Турківському субпокриві – це Грозьовська, Лімненська, Горганська, Опорецька, в Бітлянсько-Свидовецькому – Сможевська, Воловецька та Жденієвська скиби.

Охарактеризовані просторовий розподіл вуглеводневих скупчень Західного нафтогазоносного регіону, типи пасток, фізичні та хімічні властивості нафт і газів залежно від глибин залягання та належності до різних тектонічних елементів, гідрогеологічні і термобаричні умови покладів вуглеводнів.

Геохімічними дослідженнями встановлено, що властивості вуглеводнів залежать від стадії міграції, на якій вони знаходяться. У напрямку переміщення нафти стають важчими, у них збільшується вміст нафтенів. Догори у розрізі нафти змінюються від парафінових до нафтових. Такий розподіл нафт – дуже легкі в нижніх горизонтах і важчі у верхніх – свідчить про їхню вертикальну міграцію з глибини. Збільшення в нафтах метанових вуглеводнів і зменшення ароматичних з глибиною (це, насамперед, зміна термобаричних умов залягання і формування покладів) призводить до зміни фізико-хімічних властивостей нафт. На багатопластових родовищах спостерігається тенденція до зменшення густини нафт з глибиною. Це також є показником вертикальної міграції нафти і формування покладів із спільного джерела надходження вуглеводневих компонентів.

Складені графіки залежності пластових тисків і температур від глибин залягання покладів у різних зонах регіону, а також показники стиснення газу. Співвідношення цих показників дає змогу прогнозувати фазовий стан вуглеводнів та тип покладів нафти і газу залежно від глибин їхнього залягання.

Запропоновані критерії нафтогазоносності для покладів Західного нафтогазоносного регіону.

Надійною і універсальною ознакою наявності вуглеводневих покладів є високий, близький до одиниці, коефіцієнт газонасичення вуглеводневих водорозчинених газів.

Прямою ознакою нафтогазоносності є водорозчинені органічні речовини нафтового походження – бітуми, феноли, водорозчинні вуглеводні, нафтенові кислоти тощо, вмісти яких зростають у міру наближення до покладів. За складом вуглеводневої частини водорозчинених газів можна судити про фазовий стан прогнозного покладу

Для геологічно відкритих територій – Складчастих Карпат – запропоноване використання прямих і непрямих ознак нафтогазоносності, заснованих на вивченні поверхневих виходів вуглеводнів, гідротермального та вуглеводневого полів, а також сульфідизації порід.

До прямих ознак належать прояви нафт, бітумів, газів на земній поверхні. Складена карта таких виходів, здійснена їхня ув'язка з відомими родовищами та окреслені можливі ареали існування прогнозних покладів.

Прямою ознакою нафтогазоносності є належність тієї чи іншої площі до вуглеводневого поля. На території Складчастих Карпат виділені поля двох типів: вуглеводневого та гідротермального. Компонентами першого з них є поверхневі виходи вуглеводнів та їхні прояви у свердловинах різного призначення. Друге поле пов'язане з виходами в основному вуглекислого газу на поверхню та у свердловинах, а також з джерелами вуглекислих вод. Границя між полями має складну конфігурацію і простягаються приблизно лінією головного карпатського вододілу від кордону з Румунією в напрямку Словаччини і Польщі поблизу населених пунктів Сарата-Гринява-Ясіня-Усть-Чорна-Вишків-Скотарське-Ужок-Ставне.

Непряма ознака нафтогазоносності – рівень сульфідної мінералізації негідротермального походження – базується на кореляційному зв'язку між нафтогазоносністю і вмістом сульфідів цинку, свинцю, міді і самородного свинцю у шліхових пробах алювіальних відкладів. Доведено, що джерелами сфалериту, галеніту, халькопіриту та свинцю є породи карпатського крейдо-палеогенового флішу. Сульфіди утворювалися внаслідок взаємодії підземних вод, насичених іонами металів, з сірководнем, який надходив з місць скупчення вуглеводнів. Найбільш значним за запасами покладам відповідають більші

вмісти сульфідів у шліхах. Цей висновок підтверджується просторовим зв'язком нафтових родовищ з масштабами сульфідної мінералізації.

Уточнена ресурсна вуглеводнева база Західного нафтогазоносного регіону. Показаний накопичений видобуток нафти, газу і конденсату, наведений розподіл запасів і ресурсів вуглеводнів за елементами нафтогазогеологічного районування, в їхніх межах обґрунтовані недостатньо вивчені перспективні комплекси для пошуків нових вуглеводневих скупчень.

Одним з найперспективніших є НГР платформного автохтону Карпат, в якому реалізація ресурсної бази складає лише 6,1 %. Перспективи відкриття нових родовищ пов'язуються тут в основному з відкладами юри та крейди, які занурені на глибини 5,5–6,5 км. Сейсморозвідкою встановлені понад півтора десятка значних за розміром структур. З огляду на відкриття Лопушнянського нафтового родовища і родовищ на території сусідньої Румунії, відклади мезозою під насувом Покутсько-Буковинських Карпат вважаємо високоперспективними. Прогнозні ресурси згаданих комплексів оцінені нами у 270 млн т нафти. Першочерговою для проведення деталізаційних сейсморозвідувальних робіт і наступного пошукового буріння вважаємо Петровецьку структуру, що залягає на порівняно невеликих глибинах, а також Хоткевицьку, Яблуницьку структури на значних глибинах.

Наступною за перспективністю вважаємо Карпатську НГО, де ступінь реалізації ресурсів становить 9,2 %. Основні перспективи тут пов'язуються з відкладами палеогену на глибинах 1,5–5 км. У Кросненському покриві першочерговими для пошукового буріння вважаємо Боберську, Либохорську, Тихівську структури.

Лише на 4,6 % реалізований потенціал Волино-Подільської НГО, перспективи якого пов'язані зі значним стратиграфічним діапазоном – від едіакарію до девону. Глибини залягання теж коливаються в широкому інтервалі – від 1,0 до 4,5 км. І це без врахування ресурсів «сланцевого» газу у відкладах силуру, питання про існування якого залишається відкритим і перебуває лише на етапі початкового вивчення. Подальші перспективи НГО пов'язуємо з

відкладами палеозою Доросинської, Марковицької, Олесько-Золочівської структур. Проте основним, ще недостатньо вивченим, але перспективним комплексом, вважаємо відклади кембрію. Слід насамперед оцінити пошуковим бурінням Літинську, Тарашанську, а також Бережанську, Андріївську, Монастирищенську структури, пробурити пошукову свердловину в оптимальних умовах на Перемишлянській структурі.

Ступінь реалізації ресурсної бази Закарпатської ГО не перевищує 4,0 %. Тут традиційно перспективні відклади неогену, а також практично не вивчені утворення донеогенової основи на глибинах до 3,5–4 км. До пошукового буріння на відклади неогену рекомендуємо Лучківську та Великобичківську структури, а для виявлення перспектив промислової газоносності донеогенової тріас-пермської основи – Перечинську структуру.

Газоносні відклади неогену, крейди і юри Більче-Волицького НГР вивчені найкраще. Однак цікавим з точки зору відкриття родовищ у відкладах палеогену і мезозою було б пошукове буріння на Міжріченській структурі. З огляду на її розміри тут можна прогнозувати середнє за запасами родовище.

Для оцінки промислової нафтогазоносності майже не вивченого Самбірського перспективного району пропонуємо дослідити Грушатицьку антиклінальну складку попутно при пошуках вуглеводневих скупчень під Стебницьким насувом у відкладах неогену і протерозою Південночижківської структури.

Отже, у підсумку в межах Західного нафтогазоносного регіону запропоновано і обґрунтовано конкретні об'єкти для пошукового буріння, виділено найперспективніші структури та акцентовано на передумовах і перспективах їхнього освоєння. Сподіваємося, що викладені результати досліджень зацікавлять як науковців, так і працівників виробничої сфери, а реалізація практичних рекомендацій нафтогазовидобувними підприємствами завершиться відкриттям нових родовищ вуглеводнів на території Західного нафтогазоносного регіону, що забезпечить вагому частку потреб держави у вуглеводневій сировині.

