

Одеський національний університет імені І.І. Мечнікова
Геолого-географічний факультет
Кафедра загальної, морської геології та палеонтології

Дипломна робота

на здобуття ступеня вищої освіти «бакалавр»

на тему: «Геологічна будова та газоносність Закарпатського прогину»
«Geological structure and gas potential of the Transcarpathian Depression»

Виконала студентка IV курсу

денної форма навчання

спеціальності 103 Науки про Землю (Геологія)

(шифр і назва напрямку підготовки, спеціальності)

Бадьорко Ірина Олександрівна

Керівник: доц. Кондарюк Т. О.

Рецензент: ст. викл. Опріц Г. А.

Рекомендовано до захисту:
Протокол засідання кафедри
№ 10 від «28» травня 2022 р.

Завідувач кафедри



Янко В. В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

Захищено на засіданні екзаменаційної
комісії № 3

протокол № _____ від _____ р.

Оцінка _____ / _____ / _____

(за національною шкалою, шкалою ECTS, бали)

Голова екзаменаційної комісії

Козлова Т. В.

(підпис)

(прізвище, ініціали)

ЗМІСТ

	Стор.
ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ РЕГІОНУ	5
РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНЕ ВИВЧЕННЯ ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ	8
РОЗДІЛ 3. ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА	10
РОЗДІЛ 4. ТЕКТОНІЧНА БУДОВА	21
РОЗДІЛ 5. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	28
РОЗДІЛ 6. ГАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИТОРІЇ	34
6.1 Газопрояви	34
6.2 Газові родовища	37
ВИСНОВКИ	49
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	51

ВСТУП

Актуальність теми. Для всіх вітчизняних фахівців нафтогазового профілю пріоритетними є дослідження та розробка всіх без винятку нафтогазоносних регіонів України. Це пояснюється тим, що Україна є державою, яка гостро відчуває дефіцит вуглеводневої енергетичної сировини. Одним з таких регіонів є Західний нафтогазоносний, а саме територія Закарпатського прогину. У дипломній роботі досліджено та описано геологічні чинники, що впливають на газоносність Закарпатського прогину, тектонічні процеси та їх роль у формуванні нафтогазоносності території.

Основна мета дипломної роботи полягає в визначенні геологічних факторів газоносності Закарпатського прогину.

Відповідно до мети визначені основні завдання: Охарактеризувати фізико-географічні умови Закарпатського прогину та геологічне вивчення території, дати літолого-стратиграфічну характеристику відкладів, охарактеризувати тектонічну будову, прослідкувати історію геологічного розвитку, проаналізувати газоносність території (газопрояви та газові родовища).

Об'єкт досліджень – геологічні фактори газоносності Закарпатського прогину.

Предмет досліджень – Закарпатський прогин, прояви газу та газові родовища, тектонічна будова, стратиграфічні комплекси.

Особистий внесок. Автор збирала, систематизувала, обробила та узагальнила значну кількість попередніх геологічних досліджень: опубліковані наукові праці, фондові матеріали, карти, що охоплюють питання нафтогазоносності Закарпатського прогину, геологічної та тектонічної будови, звітів та публікацій за тематикою роботи. Графічний матеріал, представлений у роботі, частково є модифікований автором.

Методи дослідження: Зазначені завдання вирішено шляхом узагальнення, систематизації та аналізу опублікованих літературних матеріалів, лабораторних геохімічних досліджень та комп'ютерного моделювання.

Структура та обсяг роботи. Кваліфікаційна робота складається зі вступу, 6 розділів, висновків, списку використаних джерел. Обсяг тексту складає 52 сторінки друкованого тексту, що включає 14 рисунків. У переліку літератури 23 найменування.

1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ

В адміністративному відношенні Закарпатський прогин розміщений на території Ужгородського, Мукачівського, Берегівського, Свалявського, Іршавського, Хустського, Тячівського та Рахівського районів Закарпатської області. Найбільшими містами є обласний центр Ужгород, а також районні центри Мукачево, Хуст, Тячів, Берегово, Виноградів.

Клімат помірно-континентальний на всій території Закарпаття. Влітку середньодобова температура становить $+21$ °С, а взимку -4 °С. Рельєф представлений гірськими масивами вулканічних гір на північному заході території прогину, а також на півночі та північному сході, Закарпатською низовиною, на південно-західній та південній частині прогину та Верхньотисенською котловиною, що розташована в південно-східній частині Закарпатського прогину.

В геологічному відношенні прогин є частиною Карпатської складчастої споруди та представлений неогеновою депресією накладеною на дислокований гетерогенний фундамент, що займає область кулісоподібного зчленування Внутрішніх Карпат і Мармороського поясу [22]. Зона Пенінських скель на північному-сході відокремлює Закарпатський прогин від зовнішніх Карпат, на сході прогин обрамлюють Східні Карпати, а на південний схід від нього розміщена Трансільванська западина, з півдня Панонський глибинний розлом відділяє прогин від Панонської западини, на північному заході прогин переходить у Словацьку западину (рис. 1.1). Закарпатський прогин в межах України поділяють на такі структурні елементи: на заході Мукачівська западина і на сході Солотвинська западини, які розділені вулканічним хребтом Шолес, та Вигорлат-Гутинська вулканічна гряда, що простягається з півночі у південно-східному напрямку.

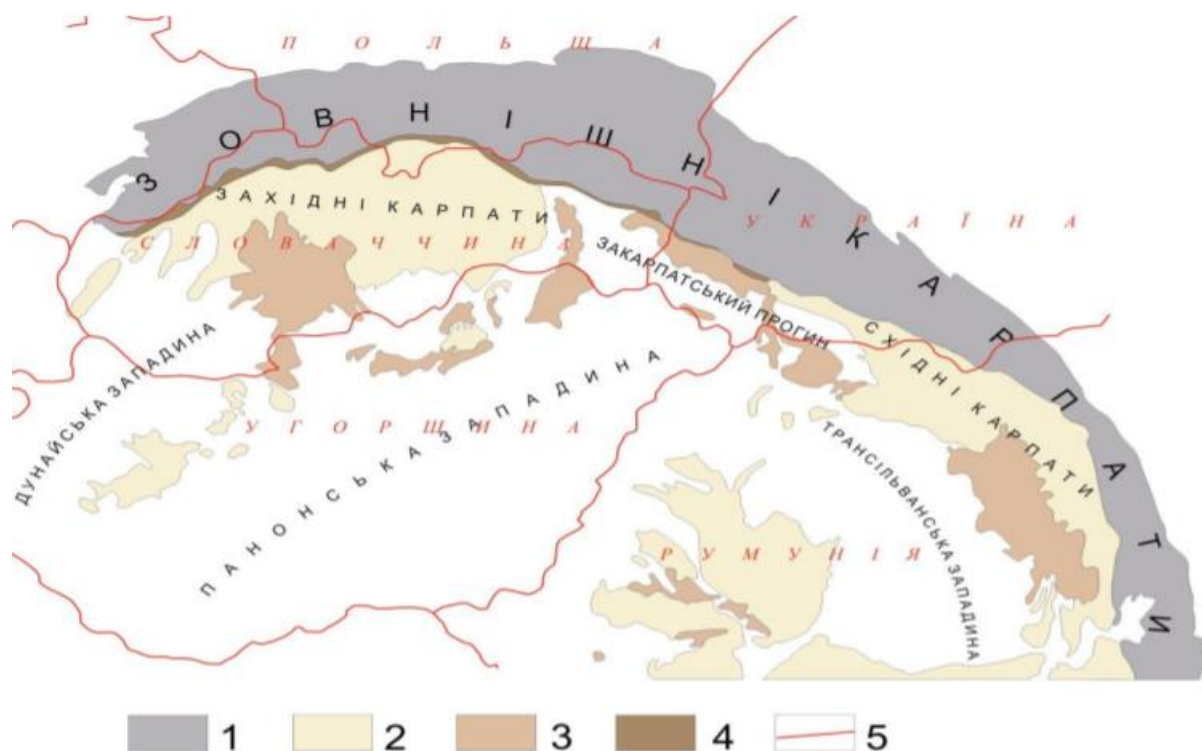


Рис. 1.1. Розташування Закарпатського прогину в межах оточуючих структурних елементів за F.Horvath 1 – Зовнішні Карпати; 2 – Внутрішні Карпати, альпійські і динарські структурні одиниці; 3 – вихід на поверхню домезозойських утворень; 4 – зона Пенінських скель; 5 – лінія державних кордонів [23].

Вузким міжгірським пониженням (Березне-Липчанською улоговиною) Полонинський хребет відділяється від Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма, що розчленовується правими притоками р. Тиси на низку низькогірних масивів: Попрічний (г. Вітрова Скала – 1024,9 м, Маковиця з однойменною вершиною (976 м), Синяк (г. Дунавка – 1018 м) і Берліїв Діл (1017 м). Це згаслі вулкани. Гребені хребтів тут широкі, плоскі або округлі, але схили досить круті (10 – 25°), інтенсивно розчленовані, вкриті буковими і дубовими лісами. Загальною особливістю рельєфу Українських Карпат є асиметричність гірської системи, а також усіх її хребтів: їх південно-західні схили більш виположені, а північно-східні – круті. Для Вигорлат-Гути це виражено в наявності широкого поясу передгір'я з висотами 220 – 450 м, що поступово переходить у Закарпатську низовину. Ця плоска рівнина, що знижується до долини р. Тиси, лежить на висотах 100 – 120 м. На ній виділяють окремі

острівні вершини (Холмець, Шаланки), або узгір'я (Берегове-Біганське) заввишки до 300 – 368 м. Рівнина пронизана густою сіткою річок і дренажних каналів. Річкова сітка території належить басейнам Чорного та Балтійського морів. Найбільша ріка – Тиса, ліва притока Дунаю, протікає зі сходу на захід на півдні району місцями є природною границею з Угорщиною. Ширина її 80 – 150 м, глибина 2 – 3 до 6 м, швидкість течії - 0,6 – 0,9 м/сек, дно переважно піщане, береги урвисті (2 – 7 м). Заплава вкрита луками.

Ріки Закарпаття, праві притоки Тиси (Уж, Латориця, Боржава) та північного мегасхилу Карпат (витоки Дністра, Сяку та Стрия) типово гірські, швидкоплинні (до 0,9 – 1,2 м/сек) з кам'янистим, галечниковим, рідко піщаним дном, із породами. Глибина їх 1 – 2 м, і лише в Закарпатті, в нижніх течіях, вона сягає 3 – 4 м. Для всього регіону характерні повені, часто катастрофічні, під час яких рівень води різко піднімається на 3 – 6 м [9].

2.ГЕОЛОГІЧНЕ ВИВЧЕННЯ ТЕРИТОРІЇ ЗАКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Геологічне вивчення території Закарпатського прогину проводилось вченими різних країн Європи ще в ті часи, коли територія Закарпаття входила до складу цих країн.

В наявних літературних джерелах першими було описано не геологічну будову Закарпатського прогину, а корисні копалини, які видобували на досліджуваній території [13].

В середині ХІХ століття під час розробки соляних родовищ вперше було виявлено та задокументовано ознаки присутності нафти та газу на території прогину. Факторами, що це підтверджували були замазучені солі в копальнях, та викиди горючого газу.

З 1946 р Закарпатський прогин почали досліджувати на нафтогазоносність. Перш за все проводились комплексні геолого-зйомочні роботи з застосуванням структурно-пошукового буріння. Територію прогину було покрито геологічним картуванням, що виконувалось в масштабах 1:200000, 1:100000, 1:50000, а на деяких ділянках і 1:25000. В межах цієї території було виділено Солотвинську та Мукачівську западини, які розділені вулканічним хребтом Шолес, а також Вигорлат-Гутинську вулканічну гряду. У цей час разом з структурно-пошуковим бурінням, спрямованим на виявлення та підготовку антиклінальних структур для вводу в глибоке буріння проводились площинні геофізичні зйомки, зокрема: сейсмозв'язка, гравірозв'язка та електророзв'язка. В результаті проведення цих робіт було виявлено велику кількість нафтогазоперспективних антиклінальних структур. За результатами досліджень отримано дані про літолого-фаціальну характеристику розкритих свердловинами розрізів, характер їх флюїдонасичення та уточнено тектонічну будову. У цей період розгорнуто площинні геофізичні дослідження з метою пошуків твердих корисних копалин та вуглеводнів. Зокрема, було виконано комплекс гравіметричних,

електророзвідувальних, магніторозвідувальних та сейсмічних (МВХ, СГТ) досліджень. За даними гравіметричних досліджень під керівництвом В. А. Біліченко складено карту, яка вказує на складну і неоднорідну геологічну будову надр [5].

Така особливість пояснюється присутністю тут вулканогенів, соляних штоків, блоковою будовою підвалин прогину, літологічною мінливістю та різними потужностями моласового чохла. Результати, отримані при проведенні високоточних гравіметричних досліджень, реалізованих у межах Русько-Комарівського родовища дозволили чітко зафіксувати баденські, левантинські та пліоценові вулканогенні тіла в розрізі структури та їх форму ще до розкриття їх свердловинами. Також було значно доповнено дані про глибинну геологічну будову родовища. Протягом сімдесяти років сейсморозвідувальні роботи в рамках Закарпатського прогину проводились різними методами, зокрема: КМЗХ, РСЦ, МВХ, СГТ з багаторічними перервами. За результатами досліджень виявлено низку нафтогазоперспективних структур, на яких в подальшому проводилося пошуково-розвідувальне буріння [9].

За результатами геологорозвідувальних робіт в межах Мукачівської западини відкрито перше та поки єдине в Україні Мартівське родовище вуглекислого газу, а також Русько-Комарівське, Королівське, Станівське газові родовища. У межах Солотвинської западини відкрито Солотвинське та Дібровське газові родовища. Ці відкриття дозволили виділити в межах Карпатської нафтогазоносною провінції Закарпатську газоносну область.

В теперішній час територія прогину повністю покрита гравірозвідкою, магніторозвідкою, геологічною зйомкою. В межах локальних ділянок виконано значний обсяг крупномасштабних сейсмічних досліджень. В межах різних частин прогину пробурено понад 70 параметричних, пошукових, розвідувальних, експлуатаційних свердловин на газ, а також понад 200 структурних, картувальних, гідрогеологічних та креліусних свердловин. Проведено значний обсяг наукових тематичних досліджень [9].

3. ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА

У геологічній будові району беруть участь утворення двох структурних поверхів – нижній поверх формує фундамент Закарпатського прогину. У ньому широко розвинені інтенсивно дислоковані осадові, вулканогенні та метаморфічні утворення палеозою та мезозой-кайнозою (до олігоцену включно) (рис. 3.1). Відклади верхнього структурного поверху, що виповнюють Закарпатський внутрішній прогин, це неоген-четвертинні осадові, вулканогенні та вулканоміктові, подекуди вугленосні моласові утворення, що залягають переважно горизонтально.

Палеозойська ера (PZ)

Відклади цього віку представлені товщею сланців розкритою свердловинами поблизу Ужгорода у межах Гуменсько-Ужгородського горсту, на Чопському та Великодобронському підняттях, в центральній частині вулканоструктури Попричний, та в північній частині ділянки Руські Комарівці на глибинах 897 – 4521 м. Сланці - зелені, зелено-сірі, темно-сірі, червоно-бурі, фіолетові, дрібно- та середньозернисті. Потужність літологічних різновидів порід у розрізі товщі становить від декількох сантиметрів до 0,1 – 0,5 м. Загальна потужність товщі перевищує 500 м. На території дослідження відклади Палеозойської ери складають кембрійські, силурійські, девонські, кам'яновугільні та пермські утворення (рис. 3.2). Мікрофуністичні залишки, в придатному для їх вивчення стані зустрічаються вкрай рідко [9, 15].

Кембрійська система (Є)

Флішоїдна товща розкрита свердловинами на глибинах 1660 – 3060 м в районі селищ Стопчатів – Седлище. Представлена перешаруванням темно-сірих аргілітів, алевролітів і пісковиків кварцитоподібних. Загальна потужність – 811 м.

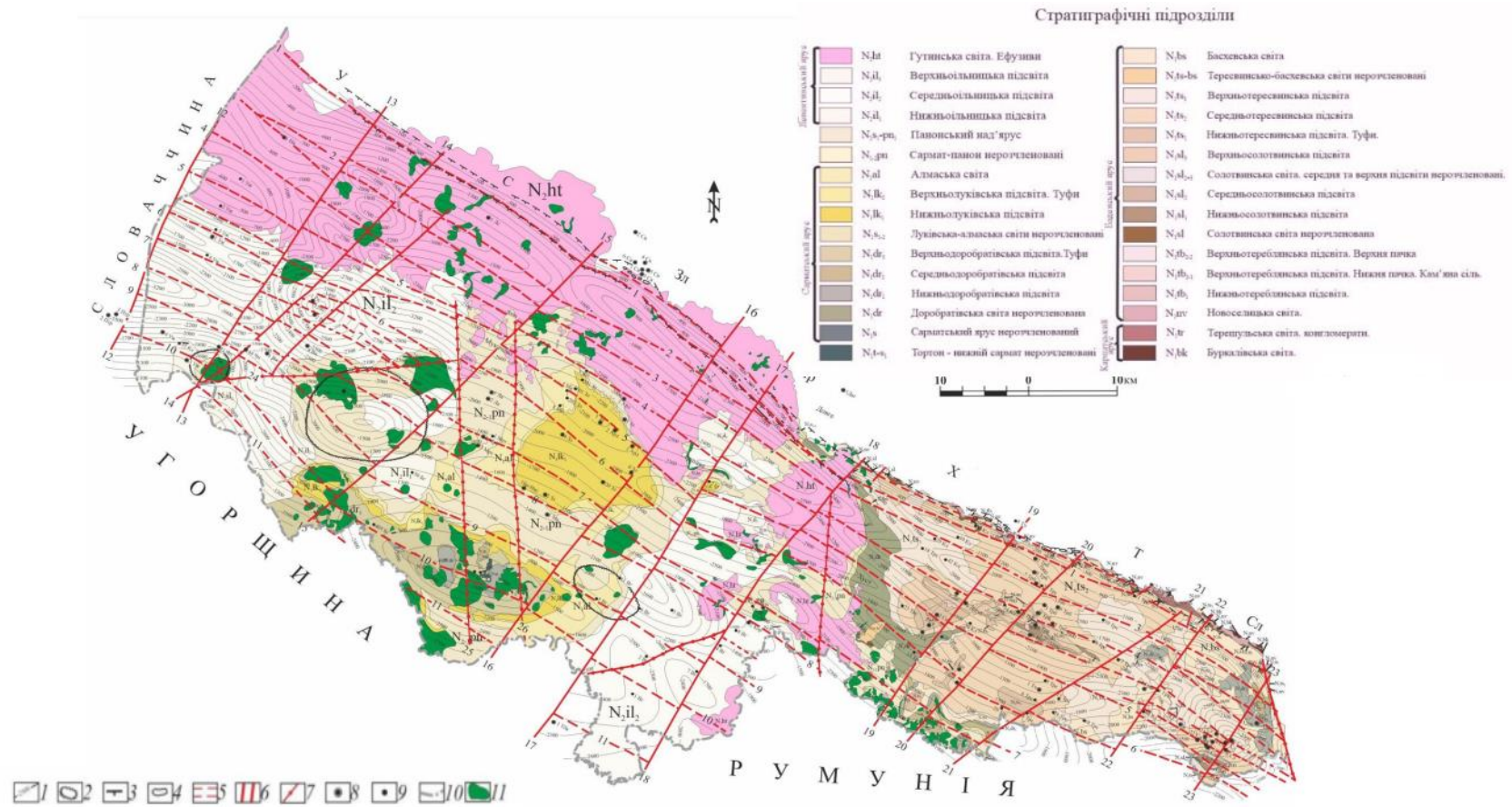


Рис. 3.1. Геологічна карта поверхні та структурна карта покрівлі донеогенових відкладів Закарпатського прогину.

(карта поверхні побудована за матеріалами колективу підприємств НАК «Нафтогаз України»).

Роз'яснення до умовних позначень див. на наступній сторінці.

Умовні позначення до рис. 3.1: 1 – ізогіпси донеогенової поверхні, м; 2 – палеовулкани; 3 – лінії насувів; 4 – зона Пенінськихскель; 5 – повздовжні розломи; 6 – поперечні розломи; 7 – меридіональні розломи; 8 – свердловини глибокого буріння; 9 – свердловини структурного буріння; 10 – лінія державного кордону; 11 – магматичні тіла. Склали: О. С. Щерба, Н. Я. Радковець, А. А. Локтєв [9].

Силурійська система (S)

Відклади силурійського віку залягають на кембрійських породах в межах вищеописаної території. Розкриті на глибинах 723 – 2530 м. Представлені чорними крем'янистими аргілітами з прошарками вапняків, мергелів, що вміщують фауну брахіопод, пелеципод тощо. Загальна розкрита потужність – понад 900 м.

Девонська, кам'яновугільна системи нерозчленовані (D-C)

Товщу сланців розкрито свердловинами неподалік Ужгорода у межах Гуменсько-Ужгородського горсту, на Чопському та Великодобронському підняттях, у Сирому потоці, в центральній частині вулканоструктури Попрічний, та в північній частині ділянки Руські Комарівці. Сланці – сірі, зелено-сірі, темно-сірі, червоно-бурі, фіолетові, дрібно- та середньозернисті. Потужність літологічних різновидів порід у розрізі товщі становить від декількох сантиметрів до 0,1 – 0,5 м. Загальна потужність товщі перевищує 500 м. Нижню границю не вдалось встановити, оскільки жодна свердловина не вийшла з товщі сланців. Цей шар з регіональним неузгодженням покритий тріасовими та юрськими відкладами або моласами неогену. В Чивчинах відклади представлені філітами, вуглистими сланцями та кварцитами, доломітами, метаморфізованими вапняками з лінзами яшм потужність яких становить до 550 м [15].

Пермська система (P)

Породи поширені в верхів'ях потоків Білого, Вел. Берлебаша, Кам'яного, в долині р. Тиса. Товща представлена конгломератами, пісковиками, строкатими аргілітами та вулканітами кислого складу. Породи неузгоджено заглядають на відкладах верхнього карбону і неузгоджено перекриваються тріасовими відкладами. Загальна потужність сягає 400 м. Вік встановлений на основі спорово-пилкового аналізу. Породи, здебільшого, сильно консолідовані та повсюдно мають низькі фільтраційно-ємнісні властивості. Мікрофауністичні залишки в придатному для їх дослідження стані зустрічаються досить рідко [15].

Мезозойська ера (MZ)

Відклади палеозойського віку зі стратиграфічним неузгодженням перекриті породами мезозою, які в межах прогину представлені товщами порід тріасового, юрського та крейдового віку (рис. 3.2).

Тріасова система (T)

Відклади тріасового віку представлені товщею пісковиків, конгломератів, гравелітів з прошарками вапняків, яку досліджено на Рахівщині та в Чивчинах. Відклади, потужністю 200 м. відносять до пермських, оскільки за петрографічним складом уламків у теригенних породах утворення даної товщі подібні до пермських відкладів.

Товщу доломітів, вапняків розкрито свердловинами в районі с. Невицьке, на Великодобронському, Берегівському та Чопському підняттях, в рамках Залузької антикліналі та в районі Мукачева на глибинах 638 – 2705 м. З регіональним неузгодженням відклади товщі залягають на сланцях палеозою і без стратиграфічної перерви перекриваються карбонатно-вулканогенною товщею юрського віку або з регіональним неузгодженням – базальними шарами неогену.

Крім доломітів, у нижній частині розрізу описано діабазові та дацитові порфірити, долерити, туфи й туфіти основного складу, у верхній частині – вапняки, прошарки темних аргілітів, кварцитоподібних пісковиків, лінзи яшм, рідше гіпс та ангідрит. Потужність різноманітних літологічних типів порід коливається від 10-25 до 90 м, загальна потужність товщі сягає понад 1000 м [15].

Тріасова та юрська системи нерозчленовані (Т-Ј)

Товща складена строкатими філітами, розкрита в південно-західній частині Закарпатського прогину, в межах Гуменсько-Ужгородського горсту, та на Чопському піднятті, де відомі відклади, які відносяться до мезозою. Також у складі цих відкладів описано метаморфізовані вапняки, доломіти, лінзи порфіритів, пісковиків та аргілітів.

До тріасової та юрської систем нерозчленованих ці відклади віднесено, зважаючи на їх літологічний склад та за аналогією з такими самими утвореннями у Словаччині.

Юрська система (Ј)

Карбонатно-вулканогенна товща розкрита свердловинами у фундаменті Закарпатського прогину на Березівському, Великодобронському підняттях і в районі селищ Невицьке та Вербівець. Без стратиграфічних неузгоджень породи товщі перекривають верхньотріасові відклади і переходять у відклади нижньої крейди, або з регіональним неузгодженням перекриваються неогеновою моласою.

Відклади Юрського віку літологічно досить мінливі. В межах північно-західної частини Закарпатського прогину вони представлені переважно темноколірними пісковиками та темно-синіми аргілітами. У південній частині прогину змінюються на різновиди, що складені світло-сірими вапняками з прошарками темно-сірих аргілітів, рідше дрібнозернистих пісковиків. В розрізі порід юрського віку часто зустрічаються спіліти, лавобрекції, туфоаргіліти, радіолярити та кремністі мергелі.

Породи карбонатно-вулканогенної товщі охоплюють за віком усі три відділи юрської системи. Потужність окремих літологічних різновидностей порід товщі становить від перших см до перших м, а загальна потужність розрізу становить 300 – 400 м. У районі с. Вишка серед флішових відкладів крейди-палеогену залягають блакитно-сірі масивні вапняки – середньо- і дрібнозернисті, нерідко згусткові, перекристалізовані [9, 15].

Юрська та крейдова системи нерозчленовані (J-K)

Породи даного віку поширені тільки в Пенінській зоні, де вони, власне, визначають головну геоморфологічну особливість, через що вона називається ще Зоною Скель або Стрімчаків. Скелі вапняків розвинені в районі Перечина та Сваляви. Розмір їх становить від перших десятків м до 1 – 2 км при ширині 200 – 500 м. Розріз знизу вгору: глини сірі та пісковики з прошарками вапняків; плямисті мергелі, глинисті вапняки, аргіліти; аргіліти чорні та червоні; пісковики строкаті; вапняки кристалічні рожеві, зелені з прошарками пісковиків, лінзами кременю зі знахідками брахіоподам; вапняки криноїдні брекчієподібні; білі тонкошаруваті пелітоморфні вапняки. Потужність розрізу коливається в межах 100 – 260 м.

Крейдова система (K)

Порівняно з тріасовими і юрськими відкладами, породи крейдового віку більш поширені: зустрічаються в складі донеогенового ложа в межах Мукачівської та Солотвинської западин і характеризуються значною літолого-фаціальною мінливістю. В межах Закарпатського прогину виділено декілька літологічно відмінних розрізів крейди: з строкатими мергелями і флішеподібними утвореннями (північно-східна частина прогину); з потужним комплексом темно-сірих аргілітів, мергелів, вапняків, алевролітів, гравелітів і пісковиків (центральна і південно-східна частини прогину) з теригенно-карбонатними породами і вулканогенними утвореннями (південно-західна частина прогину) [15].

Кайнозойська ера (KZ)

В межах Закарпатського прогину відклади Кайнозойського віку представлені утвореннями палеогенової, неогенової та четвертинної систем (рис. 3.2).

Палеогенова система (P)

У південно-східній частині прогину еоценові відклади представлені пісковиками, алевролітами, аргілітами і мергелями які розкриті свердловинами в межах Данилівської та Солотвинської площ.

В межах ложа Закарпатського прогину встановлено два типи розрізів палеогену: підгальський фліш у північно-західній частині прогину та шопурський фліш у південно-східній частині прогину. В літологічному відношенні породи цього віку складені різнозернистими, часто слабозцементованими гравелітами, пісковиками, конгломератами, аргілітами і мергелями [15].

Неогенова система (N)

На розмитій поверхні донеогенової основи Закарпатського прогину залягає товща неогену, що представлена відкладами міоцену та пліоцену. Через складну і неоднорідну геологічну будову Закарпатського прогину, а також літологічну мінливість існують різні погляди щодо стратифікації певних комплексів неогену. Найдревніші породи міоцену – егенбурзькі (буркалівська світа), складені в основному темно- і світло-сірими крупнозернистими пісковиками з прошарками динамічних дислокацій різної інтенсивності. В основному ці відклади представлені аргілітами, та, подекуди, алевролітами.

Четвертинна система (Q)

Породи четвертинної системи представлені відкладами еоплейстоценового, неоплейстоценового та голоценового віку. Генетично відклади четвертинного віку представлені континентальними делювіальними, делювіально-колювіальними, алювіальними, озерними та льодовиковими утвореннями, які характерні для Закарпатського регіону.

Еоплейстоцен (Е)

Верхня ланка. Ногайський ступінь

Алювіальні відклади складають невеликі площі на південно-західних схилах Вигорлату та в бортах долини Латориці, неподалік Сваляви. Алювій утворений гальково-гравійними відкладами з суглинистим або піщаним заповнювачем і галькою кварцу, андезиту, пісковіку, які перекриті шаром (5 – 8 м) сірої або темно-жовтої глини. Місцями в підшві залягає сіра або світло-жовта глина з галькою потужністю до 15 м. Нерозчленовані алювіальні відклади розповсюджені вздовж правого берега р. Боржави. Ці відклади неузгоджено залягають на різновікових утвореннях сармату і панону і складені з галечників, гравію з лінзами піску (0,3 – 2 м), прошарків глин (до 10 м), мінеральних фарб. Галька та валуни пісковиків, кварцу, кварцитів, андезитів, ліпарито-дацитів, метаморфічних сланців добре окатані. Заповнювачем є бура, червоно-бура лімонітизована глина. Верхи розрізу складають глини або суглинки буро-жовті, червоно-бурі потужністю 1 – 23 м.

Нижній неоплейстоцен (P_I)

Відклади цього віку представлені алювієм та поширені на південно-західних схилах Вигорлату, де неузгоджено залягають на вулканітах неогену та в рамках давніх поперечних долин. Відносні висоти терас 10 – 150 м. Тераси складаються з галечників з суглинком і глини сірого, буро-сірого або жовтого кольору, які місцями перекриті малопотужними щільними червоно-бурими глинами. Загальна потужність відкладів 1 – 3 м.

Середній — верхній неоплейстоцен нерозчленований (P_{II}-P_{III})

Породи даного віку займають всю рівнинну частину Закарпатського прогину, де неузгоджено залягають на вулканогенно-осадових відкладах пліоцену та перекриваються покривними суглинками. Виділено алювіальні та болотно-озерні фації, які досліджені багатьма свердловинами. Алювіальні відклади займають найбільшу частину площі, вони складаються з піщано-гравійно-галечникових утворень з лінзами глин.

Верхній неоплейстоцен (P_{III})

До відкладів цього віку віднесено алювіальні, озерно-алювіальні утворення надзаплавних терас і морени гірського зледеніння.

Алювіальні, озерно-алювіальні відклади виділено в долинах усіх великих річок Карпат і Закарпаття, де вони неузгоджено залягають на вулканітах неогену і флішових породах крейди-палеогену на відносних висотах від 20 – 30 до 40 м. Відклади тераси одноманітні: на цоколі, залягають добре окатані галечники з піщаним або суглинистим заповнювачем, які вгору за розрізом поступово змінюються піщано-суглинистими утвореннями. У розширених частинах долин місцями з'являються озерні фації (синювато-сірі глини та суглинки).

Льодовикові відклади виявлено на північних схилах гори Полонина Рівна, де у трьох карах нечітко виражені бокові та кінцеві (крайові) морени потужністю 1 – 5 м [15].

Голоцен (Н)

Алювіальні відклади заплав – відомі в долинах усіх річок. Складені погано сортованими галечниками, гравієм із лінзами пісків і суглинків, валунами осадових та ефузивних порід. Потужність – 0,5 – 1,1 м, а в заплавах річок Тиса і Дністер досягає 20 – 25 м.

Делювіально-пролювіальні відклади – поширені вздовж високих терас на південно-західних схилах Вигорлату, в конусах виносу ярів. Складені несорттованим грубоуламковим матеріалом потужністю від декільком м до 41 м.

Сучасні ґрунти – суглинки різного походження потужністю від 1 – 2 м до 5 – 13 м.

Травертини – розповсюджені на територіях, що пов'язані з місцями розгрузок мінеральних вод. Потужність – 0,5 – 10 м.

Зсувні відклади – мають потужність 1 – 30 м і складені невідсортованими різноуламковими утвореннями.

Техногенні утворення – накопичуються біля великих кар'єрів (Мужієве, Кам'яниця тощо). Потужність – 0,5 – 3, рідко до 10 м.

Нерозчленовані відклади

Елювіальні відклади розвинені на узгір'ях у Закарпатському прогині – суглинки, глини з уламками флішових порід і брилами ефузивних порід. Потужність від 0,1 до 1 – 2 м.

Делювіально-колювіальні відклади схилів – найбільш поширений тип четвертинних відкладів на досліджуваній території – скупчення великих брил пісковиків. Потужність відкладів в середньому сягає 1 – 7 м [9].

4.ТЕКТОНІЧНА БУДОВА

Закарпатський тиловий прогин знаходиться всередині Карпатської гірської споруди, між Зовнішніми Карпатами і Панонською міжгірською западиною, та складений теригенною моласовою товщею неогенового віку, потужністю 2,5 – 4 км [21]. Паннонський басейн сформований на зануреному гетерогенному фундаменті Внутрішніх Карпат в неогені. Процес утворення басейну супроводжувався магматичною діяльністю, зменшенням потужності земної кори і накопиченням неогенових відкладів [7]. Закарпатський прогин від Панонської западини відділяє Берегівська зона розломів, а від Складчастих Карпат – Пенінська зона. Структурно-формаційні комплекси, які встановлено на основі результатів пошуково-розвідувального, опорного, структурного та експлуатаційного буріння, відповідають герцинській та альпійській епохам орогенезу. Обидві донеогенові основи прогину мають гетерогенний блоково-лусковий характер будови.

Диз'юктивні порушення орієнтовані головним чином у поздовжньому і поперечному до простягання прогину напрямках і мають вертикальний або близький до нього нахил. Ширина прогину від 20 до 35 км, довжина до 150 км. У вертикальному геологічному розрізі чітко вирізняють донеогенову основу і неогеновий прогин [1, 21].

Донеогенова основа складена палеогеновим, мезозойським та палеозойським поверхами, що розділені між собою поверхнями стратиграфічних і здебільшого кутових неузгоджень, які розбиті розломами на блоки розміром від 3 – 5 до 8 – 10 км (рис. 4.1). Особливістю будови фундаменту Закарпатського прогину є його розчленованість густою сіткою різнонаправлених і різноамплітудних розривних порушень [18]. Донеогеновий фундамент прогину має різнорідну блоково-насувну будову і складений покривами Татро-Вепорид та Гемрид, частково Підгальським палеогеновим флішем, П'єнінським та Магурським і Дуклянським покривами. Також, тут поширені поздовжні більш давні субвертикальні поперечні й діагональні

новоутворені порушення. Це переважно скиди, подекуди скидозсуви з амплітудами зміщень від перших сотень метрів у прибортових частинах до 2000 м у його центральних ділянках [6].

Протягом різних етапів розвитку території разом з диференційними переміщеннями тектонічних блоків змінювались і товщини фаціальних та стратиграфічних комплексів в різних частинах прогину. Існує декілька моделей будови донеогенового складчастого фундаменту, в яких по різному інтерпретовано амплітуду, межі простягання та порядок конкретних глибинних розломів, а також, відповідно розміри, межі та характер геологічної будови окремих тектонічних блоків. Загалом, структурний план донеогенової основи прогину на даному етапі досліджень можна охарактеризувати як слабо вивчений через відсутність чітких горизонтів, які могли б відбивати сейсмічні хвилі, у товщі мезозой-палеозою та рідку мережу пробурених свердловин, що розкрили складчастий фундамент, а також обмежену товщу розкриття донеогенового комплексу порід цими свердловинами.

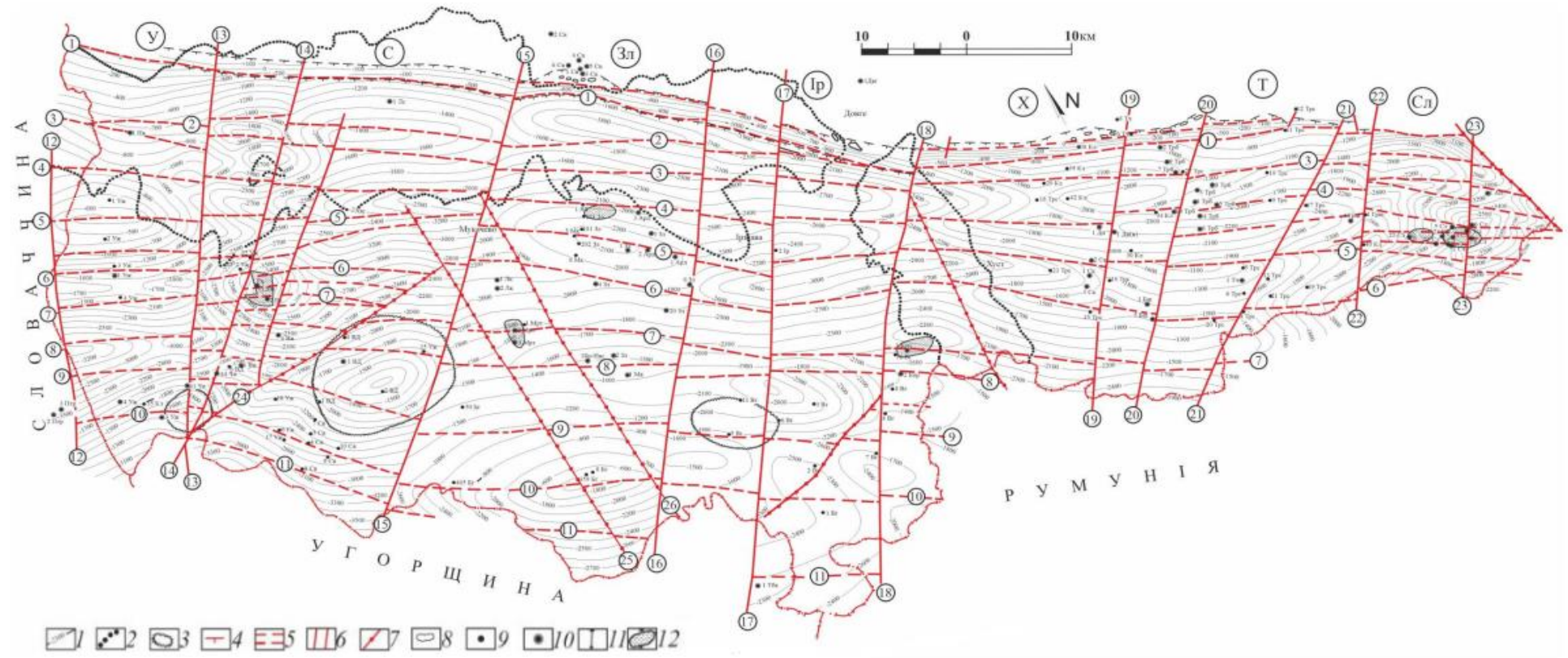


Рис. 4.1. Структурна карта покрівлі донеогенового складчастого фундаменту Закарпатського прогину.

Роз'яснення до умовних позначень див. на наступній сторінці.

Умовні позначення до рис. 4.1: 1 – ізогіпси донеогенової поверхні, м; 2 – границі Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди; 3 – палеовулкани; 4 – лінії насувів; 5 – повздожні розломи; 6 – поперечні розломи; 7 – меридіональні розломи; 8 – зона Пенінських скель; 9 – свердловини структурного буріння; 10 – свердловини глибокого буріння; 11 – лінії геологічних розрізів; 12 – газові родовища. Тектонічні розломи (цифри в кільцях): повздожні – 1 – Закарпатський, 2 – Антонівсько-Тереблянський, 3 – Данилово-Невицький, 4 – Приборжавсько-Сокирницький, 5 – Середнянсько-Буштинський, 6 – Ужгород-Виноградівський, 7 – Страбичівський, 8 – Ратовецько-Олешинський, 9 – Бегансько-Квасівський, 10 – Свободівський, 11 – Припанонський; поперечні – 12 – Птрукишинський, 13 – Чопський, 14 – Чопсько-Руськокомарівський, 15 – Косинсько-Мукачівський, 16 – Іршавсько-Шаланський, 17 – Приборжавський, 18 – Виноградівський, 19 – Велятинський, 20 – Буштинсько-Тереблянський, 21 – Новоселицький, 22 – Дубово-Грушівський, 23 – Кобилецько-Полянський; діагональні – 24 – Слобідський, 25 – Берегівсько-Гатський, 26 – Мукачівський, 27 – Малораковецький. Блоки- поперечні: У – Ужгородський, С – Середнянський, Зл – Залузький, Ір – Іршавський, Х – Хустський, Т – Тереблянський, Сл – Солотвинський. повздожні: 1-3 – ІльницькоКолодненський, 3-4 – Іршавсько-Тернівський, 4-5 – Хустсько-Дубровський, 5-6 – Мукачівсько-Солотвинський, 6-7 – Шалансько-Вишківський, 7-8 – Гатсько-Виноградівський, 8-9 – Великодобронський, 9-11 – Чопсько-Берегівський, 11 – Дяківський. Склала О.С. Щерба зі змінами та доповненнями А.А. Локтева [9].

Глибинні тектонічні розломи, що розділяють донеогенове ложе на окремі тектонічні блоки (рис. 4.1), часто мали визначальний вплив на тектонічні процеси накопичення осадового чохла, а також надходження вулканічного матеріалу в неогеновий час. Значний вплив на тектонічну будову мали процеси неогенового вулканізму, що протікали в декілька етапів.

У покривному комплексі існує тісний зв'язок вулканоструктур різного віку й рангу та плікативних структур осадових порід, в яких виділяють 2 структурні поверхи: нижній (отнанг-сарматський) та верхній (панон-пліоцен-антропогеновий). Між ними встановлено не тільки стратиграфічне, але подекуди й кутове неузгодження.

У крайовій зоні прогину осадові товщі полого моноклінально залягають з падінням на південний-захід. У центральній частині Закарпатської западини розвинені широкі пологі ізометричні, овальні структури, а серед них складки облягання або структури «притикання». Тут виникають брахіантиклінальні складки, що вміщують родовища газу. Генезис складок різний. Найбільша – Запузька – складка-купол розміром 15x20 км. Це криптодіапірова структура. В центрі структури кут падіння порід – $1 - 3^\circ$, до периферії – 10° . На глибині, під соленосними відкладами, складка розгалужується на 4 куполи діаметром 2,2 – 4,3 км, що вважаються перспективними на газ. Газоносна антиклінальна складка вулканоструктури Геївці має діаметр близько 5 км і, вірогідно, утворилась під час підняття куполоподібного діапіру гранодіорит-порфірів. Кути падіння на крилах становлять $5 - 20^\circ$. Інші крупні антиклінального типу складки навколо вулканоструктур, піднять – це типові складки облягання на всіх стратиграфічних рівнях. Розмір їх співрозмірний з вулканоструктурами, падіння порід на крилах $10 - 15^\circ$ [9].

Особливий вплив на формування Закарпатського прогину, зокрема в межах Солотвинської западини, мала соляна тектоніка. В межах западини закартовано ряд солянокупольних структур, що простежуються в напрямку регіональних повздовжніх розломів карпатського простягання. В западині переважають баденські і частково сарматські відклади. Загальний характер тектоніки западини досить спокійний. Антиклінальні складки мають пологі і широкі склепіння. В розрізі поширені соленосні породи, які сприяють інтенсивним проявам соляного тектогенезу соляних штоків.

Основна маса синклінальних структур Закарпатського прогину – пологі конседиментаційні мульди, що розвиваються у просторі між вулканоструктурами. Це компенсаційні структури, в яких в напрямку центру збільшується потужність, та зменшуються кути падіння. На більшій частині описуваного прогину в результаті проведення геологічної зйомки було виявлено вулканоструктури різного віку.

Сарматські вулканоструктури широко розповсюджені в центральній частині блоку Припанонського розлому (Чопське та Березівське підняття), і на його північному схилі (Великодобронське підняття).

Панон-понтичні вулканоструктури розташовані уздовж південного підніжжя Вигорлат-Гутинського пасма. В долині річки Латориця виділяють Кучавський вулкан, далі в західному напрямку – повністю похований вулкан Жуківський, а поблизу с. Руські Комарівців – Геївську криптокальдеру.

Дакій-румунські вулканоструктури складають Вигорлат-Гутинський хребет уздовж північно-східної периферії Закарпатського прогину, причому головні центри їх розміщені вздовж перекритого Південнопенінського розлому, що розділяє прогин від Пенінської зони.

Загальною особливістю стратовулканів є наявність чітко вираженого центрального інтрузивно-тектонічного підняття (3 – 5 км у діаметрі), кальдерного просідання (до 300 – 400 м) та менш структурованих схилів вулкана з окремими центрами ерупції.

Розломи покривного комплексу Закарпатського прогину за віком становлення розділяють на ранньоальпійські, що успадковують переважно структурний план попередніх етапів розвитку (особливо у фундаменті), та пізньоальпійські (синвулканічні та поствулканічні), пов'язані з формуванням Мукачівської вулканотектонічної депресії та її окремих структур.

Ранньоальпійськими вважають всі розломи карпатського простягання, а до пізньоальпійських віднесені всі регіональні антикарпатські та діагональні розломи, а також розломи, що обмежують і розчленовують вулканоструктури (концентричні та радіальні).

Усі поперечні розломи крутозалягаючі, в різній мірі конседиментаційні. Синвулканічні розломи широко розповсюджені. Це переважно дугові, кільцеві, концентричні розриви, що обмежують виділені вулканоструктури або їх частини та радіальні розриви.

Поствулканічні розломи досить поширені, але на картах усіх масштабів слабо відображені через невеликі масштаби амплітуди переміщень вздовж

них. Про існування таких розривів свідчать деформації профілів терас і сучасних долин, а також дані повторних триангуляцій [9].

5. ІСТОРИЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

Історія розвитку досліджуваної території складається з двох етапів геотектонічного розвитку: доальпійського та альпійського.

Виходячи із складу порід, які накопичились у девоні-ранньому карбоні, у середньому палеозої тут існував басейн з теригенними відкладами флішоїдного типу та пізнішими утвореннями вулканів. Цей басейн належав до окраїн області Паратетису [14].

У другій половині карбону розпочинається формування герцинської області, територія характеризується проявами регіонального метаморфізму низької ступені, орогенезом, утворенням міжгірських западин, заповнених моласами. Тоді виникла система розломів, які вплинули на альпійську історію розвитку району. До них належав і Закарпатський глибинний розлом з Пенінською та Мармароською зонами.

У тріасовий час формуються карбонатно-теригенні товщі та вулканіти основного складу з лінзами яшм.

В юрському періоді трансгресія значно розширилась, і морський басейн, що спочатку існував на території Закарпаття і в Пенінській зоні, ймовірно, на всю територію сучасних Карпат [14]. Теригенний матеріал постачала суша, що виникла у верхньому тріасі у межах Панонського масиву.

У ранньокрейдову епоху відбувається активізація тектонічної діяльності Закарпатського глибинного розлому [4]. Внаслідок цього в зоні глибинного розлому виникло вузьке підняття – Мармароська кордельєра. Область Закарпатського прогину була опущена по оновлених розломах, і тут продовжував існувати морський басейн, що зберігся від юрського періоду. В ньому у крейдовий час відкладалася потужна товща темних карбонатно-теригенних відкладів, що згідно перекривала юрські утворення.

У баррем-аптський час продовжується інтенсивне прогинання флішового трогу. Знахідки амонітів, пелеципод, гастропод засвідчують про нормальну солоність басейну. У крейдовому періоді для всього океану Тетис

характерний теплий гумідний клімат. Глибинна басейну оцінюється від 5 до 10 м [14].

На початку пізньої крейди у флішовому трозі вирівнюються умови седиментації, і в сеномані-туроні утворюються карбонатно-теригенні відклади нефлішового характеру. Невеликі потужності і строкатість порід засвідчують про віддаленість джерел виносу теригенного матеріалу.

У сенонський час геотектонічний режим поживляється, утворюються потужні товщі карбонатно-теригенних флішових відкладів [20].

У кінці пізньої крейди у Внутрішніх Карпатах крейдові та давніші породи були інтенсивно дислоковані з утворенням насувних структур, частина Закарпатського прогину була гірською спорудою, яка зазнала денудації.

У флішовому басейні комплекс крейдових відкладів без перерви змінюється палеогеновими. Палеоцен характеризується компенсованим прогинанням і відкладом потужних товщ пісковиків, переважають висхідні рухи, внаслідок яких басейн міліє і посилюється розчленуванням його на низку вузьких фаціальних зон і підзон, розділених підводними, рідше надводними підняттями.

У другій половині середнього еоцену і особливо в пізньому еоцені тектонічний режим стабілізується, і на всій території в умовах теплого моря з нормальною солоністю формується тонкоритмічний, часта строкатий глинистий фліш.

На початку олігоцену на всій території переважають висхідні рухи, умови седиментації вирівнюються, настає загальна зміна палеогеографічних обстановок. Більша частина території Закарпатського прогину, Пенінської, Магурської та Мармароської зон внаслідок загального підняття стає сушею та областю денудації [15].

В північно-західній частині Закарпатського прогину, в невеликих водоймах, в олігоцені відкладалися темні, переважно глинисті породи верхньої частини підгальського флішу. У пізньому олігоцені посилювалися висхідні рухи.

Формування Закарпатського прогину почалося з утворення крайового розлому, а також супутніх і субпаралельних йому розломів внутрішньої частини депресії, вздовж яких відбувалися диференційовані блокові опускання.

Найстаріші міоценові відклади прогину – отнанг-карпатські терешульські конгломерати утворюють базальну товщу моласової формації.

У ранньобаденський час продовжується трансгресія відкритого моря, інтенсивне опускання прогину та бурхлива вулканічна діяльність, що привела до формування дацитових туфів новоселицької світи. Седиментація туфів відбулась у воді, про що засвідчують прошарки мергелів, вміст планктонних форамініфер. Глибина басейну не перевищувала 100 м [20].

У середньобаденський час в морі з нормальною солоністю відкладаються глини нижньої частини терєблінської світи. Проте вже в цей час на окремих ділянках режим відкритого моря змінюється на лагунний, що зафіксовано наявністю лінз гіпсу, ангідриту. Пізніше море міліє, засолонюється, що спричиняє відкладання кам'яної солі в центральній частині депресії.

Наступний етап розвитку прогину пов'язаний з новою трансгресією моря, формуванням піщано-глинистих відкладів солотвинської й тересвенської світ. Періодична активізація вулканічної діяльності, пов'язана з рухами вздовж розломів, зафіксована горизонтами туфів кислого складу. В басейні поступово встановлюється нормальна солоність.

Кінець баденського часу характеризується регресією, опрісненням та поступовою ізоляцією басейну, на що вказує різке збіднення біоценозу, майже повне вимирання стеногалінних комплексів і розквіт евригалінних форм.

У сарматі активізуються існуючі та закладаються нові розломи, що привело до помітної диференціації площі на фоні загального підняття і триваючої регресії моря. Формується бортовий розлом Геленешської мегакальдери та різке просідання і, внаслідок чого утворилася вузька залишкова водойма.

Активізація розривної тектоніки призвела до відновлення вулканічної діяльності, особлива інтенсивної протягом усього сармату для Березівського підняття. Всі крупні вулканоструктури сформовані на вулканічних конседиментаційних підняттях, виступах фундаменту.

Вважають [4], що в сарматі Закарпатський прогин вступив у стадію розвитку зрілої острівної дуги, яка характеризувалася проявами кислого (сармат), андезитового (сармат-панон) та андезито-базальтового (пліоцен) вулканізму. В ранньому сарматі в межах Горондинського та Чопського вулканів, на сході Березівського підняття, утворилися потоки андезитів та їх туфів великодобронського комплексу, що залягають серед теригенних відкладів доробратівської світи.

В наступні фази вулканічної діяльності формуються переважно кислі пірокластичні фації порід (баркасівський комплекс). Накопичення їх на всій території відбувається в морських умовах, що підтверджується наявністю прошарків осадових порід доробратівської світи. Після завершення виливів, або після експлозивної фази починається етап кальдероутворення, просідання вулканоструктур, формування систем кільцевих і радіальних розломів, зручних для локалізації дайок, дрібних штоків. Завершується сарматський етап потоками лав середнього-основного складу (чомонинський комплекс). Останні порції магми кислого, помірнокислого до середнього складу набувають форм інтрузій, дайок, що застигають на невеликих глибинах у фундаменті та у породах покривного комплексу, породжуючи над собою поля гідротермально змінених порід, на які пізніше накладаються рудні процеси. Вулканізм у сарматі відбувався в острівних умовах з постійною зміною меж суші й моря, що привело до зменшення та опріснення морського басейну, обміління, хоч в осьовій частині прогин все ще залишався глибоким. З часом зростає конседиментаційна роль розломів як невулканічних, так і синвулканічних, утворюється низка відокремлених мульд, розділених піднятими частинами вулканоструктур. У луківський час пограничних Іванівському та Гечанському розломах починається формування

конседиментаційного Берегівського підняття, яке стало островом і джерелом зносу теригенного матеріалу.

У кінці сармату завершується формування нижнього структурного поверху неогенових моласі внаслідок пізніх етапів штирійської фази складчастості виникли пологі ($5 - 15^\circ$ на крилах) широкі складки, центральні антиклінальні частини яких були виведені над поверхнею моря, що збереглося в неглибоких мульдах [17].

У паноні змінюється режим і характер осадової та вулканогенної седиментації, яка з морської стає епіконтинентальною, пов'язаною з замкнутим солонуватоводним озером, де формується товща глин ізівської світи з лінзами туфітів, туфів, лігнітів. Між нижнім (отнанг-сарматським) та верхнім (панон-пліоценовим) структурними ярусами відзначено стратиграфічне, а місцями слабе кутове неузгодження, причому верхній ярус лежить дуже полого або горизонтально. Досить різко під час цієї перебудови змінюється фауна та мікрофауна басейну, значно зменшуються можливості кореляції розрізів, особливо узгодження їх з сусідніми регіонами.

В таких само палеогеографічних умовах відкладалися понтичні глини, туфіти кошелівської світи, утворення яких супроводжувалося вулканічною діяльністю слабої інтенсивності, що позначила себе на межі Крайової та Центральної підзони Закарпатського прогину. Для цього періоду характерне різке переважання середніх і основних порід (андезитів, андезибазальтів до базальтів) вапнисто-лужного сильного та середнього тихоокеанського типу.

Експлозивний етап для більшості вулканоструктур завершився утворенням кальдер, формуванням кільцевих і радіальних розломів, які потім використовувались при локалізації дрібних штоків, дайок андезитових, андезито-базальтових порфіритів, рідше андезидацитів та дацитів.

На завершальній стадії становлення вулканоструктур переважно в центральних частинах їх формуються гіпабісальні тіла діоритових, кварцових діоритових порфіритів. Окрім безсумнівних рухів вздовж існуючих насувів, у цей період виникають дрібні поперечні тектонічні порушення, зсуви та скиди.

У кінці пліоцену, очевидно, відбулася досить невиразна складчастість; це проявилось в формуванні в ній дуже пологих складок [17].

Еоплейстоцен-плейстоценовий етап розвитку характеризується чималим опусканнями південно-західної частини прогину, де відклади чопської світи (глини, піски, конгломерати значної потужності) виповнюють залишковий басейн (озеро). Опускання території продовжується і в середньому-верхньому плейстоцені, коли були відкладені потужні озерно-алювіальні галечники та піски.

У голоцені продовжується утворення алювіальних, делювіально-колювіальних, делювіальних відкладів, а також заплав і руслових галечників, пісків і глин. Ці процеси продовжуються й донині [15].

6. ГАЗОНОСНІСТЬ ТЕРИТОРІЇ

6.1. Газопрояви

Територія Закарпатського прогину на сьогоднішній день розвідана за допомогою опорного, параметричного, пошукового, розвідувального, структурного та креліусного буріння. За результатами проведених робіт в межах прогину встановлено газоносність не тільки різновікових товщ донеогенового складчастого фундаменту, а й стратиграфічних комплексів неогену. Окрім того, під час буріння параметричних, пошукових, структурних та гідрогеологічних свердловин на Арданівській, Бородівсько-Новосільській, Буштинській, Велико-Добронській, Вінківській, Грушівській, Довгівській, Драгівській, Залузьській, Іршавській, Кам'янській, Велико-Ком'ятській, Королівській, Лесарненській, Лісківській, Макар'євській, Мартівській, Русько-Комарівській, Свалявській, Сокирницькій, Солотвинській, Терелянській, Ужгородській, Яблунівській, Лісківській, Дібровській, Данилівській площах було зафіксовано газопрояви та газоводопрояви, які мали різну інтенсивність [12].

Найстарішими породами в межах Закарпатського прогину, в яких було зафіксовано наявність природного газу є відклади тріасового віку. Породи цього віку виявились газонасиченими в межах Русько-Комарівського родовища. Під час розбурювання порід тріасового віку, було виявлено газопроярв в свердловині № 1 – Велико-Добронська. Також, при випробуванні об'єкту в товщі тріасового віку в свердловині № 5 – Залуж було виявлено приплив води з газом.

Газонасиченість в утвореннях крейдового віку встановлено на Сокирницькій, Свалявській, Лесарненській, Іршавській, Драгівській, Довгівській площах. Найбільший приплив газу з відкладів крейдового віку зафіксовано в межах Терелянської площі. При дослідженні перспективного об'єкту в свердловині № 1 – Терелянська в інтервалі глибин 2855 – 2641 м. отримано приплив газу орієнтовним дебітом 15 – 20 тис.м³/добу. Також,

прояви газу зафіксовано при бурінні та дослідженні інших глибоких свердловин в межах Терезлянської площі.

Припливи природного газу з утворень палеогенового віку отримано в свердловинах, пробурених в межах Солотвинського та Дібровського родовищ, та Терезлянської площі. Найбільшим припливом газу з товщі палеогенового віку в межах Солотвинського родовища характеризується свердловина № 1 – Солотвинська, при дослідженні якої в інтервалі глибин 1910 – 1900 м було зафіксовано приплив газу 40,6 тис.м³/добу на діафрагмі діаметром 8,22 мм. У свердловині № 22 – Солотвинська при випробуванні товщі порід палеогенового віку в інтервалі глибин 3065 – 2991 м. отримано приплив газу 36,6 тис.м³/добу, та тим самим відкрито Дібровське газове родовище. Припливи газу меншої інтенсивності отримано при випробуванні інших об'єктів у свердловинах, що розташовані в межах Солотвинського та Дібровського родовищ.

Порівнюючи обсяги площинного поширення газопроявів, зафіксованих в товщі донеогенового складчастого фундаменту та в товщі неогенового структурного поверху, можна зробити висновок, що в породах неогенового структурного поверху проявів газу значно більше. Прояви газу у відкладах карпатійського ярусу встановлено під час буріння свердловини № 2 – Сокирниця, а також незначні припливи газу отримано при випробуванні свердловин № 1, 8, 10 – Солотвинські.

Найінтенсивніший приплив газу з порід новоселицької світи баденського ярусу спостерігався в гідрогеологічній свердловині № 68 – 3, якою під час пошуків пластових вод було розкрито Новоселицький поклад Солотвинського родовища. Протягом 26 днів після розкриття порід, що містили газ, свердловина в аварійному режимі викидала по 200 – 250 тис.м³ газу/добу. Після усунення проблеми з відкритим фонтаном, було пробурено пошукову свердловину № 1 – Солотвинська, в ній при дослідженні перспективного об'єкту в товщі новоселицьких відкладів отримано приплив газу дебітом 137,5 тис.м³/добу на діафрагмі діаметром 8,22 мм та відкрито

Солотвинське газове родовище, на той час перше в межах Солотвинської западини. Газопрояви у відкладах новоселицької світи також зафіксовані при випробуванні свердловин № 2, 10, 11 – Солотвинські та № 5 – Теремлянська. За результатами геологорозвідувальних робіт газоносність теремлянської світи баденського ярусу встановлено свердловинами № 1 – Бородівсько-Новосільська, 4 – Грушівська, 2 – Солотвинська. Всі газопрояви пов'язані з нижньотеремлянською підсвітою.

Газоносність утворень солотвинської світи баденію, за винятком свердловини № 2 – Мартівська, що знаходиться в центральній частині Мукачівської западини, сконцентрована в основному в межах Солотвинської западини, зокрема при дослідженні свердловин № 1 – Буштинська, 4 – Грушівська, 40 – Колодно. В товщі теремлянської світи газоносність встановлено при випробуванні свердловин № 1 та № 4 на Грушівській площі, яка розташована в південній частині Солотвинської западини. Газоносність басівської світи, яка завершує розріз відкладів баденського ярусу в межах Закарпатського прогину, на даний час встановлено виключно в межах Мукачівської западини. Прояви газу зокрема зафіксовані при випробуванні свердловин № 1 – Лісківська та № 2 – Мартівська, № 1, 6, 15 – Русько-Комарівські та № 2 – Яблунівська. Газоносність відкладів доробратівської світи сарматського ярусу встановлено в різних частинах Мукачівської западини. Ознаки газу відмічено в свердловинах № 2 – Арданівська, № 102 – Залузька, № 2 – Іршавська, № 1 – Лісківська, № 2 – Ужгородська. На Королівському, Русько-Комарівському, Мартівському (отримано приплив CO₂) та Станівському родовищах у цих відкладах встановлено поклади газу. В товщі лувківської світи сарматського ярусу ознаки газоносності виявлено системою структурно-пошукових свердловин на площах Залуж, Кам'янка-Великі Ком'яти, Макар'єво, а також у свердловині № 10 – Ужгород. В межах Русько-Комарівського родовища у відкладах лувківської світи при випробуванні перспективних об'єктів у інтервалах глибин 1059 – 1029 м, 1016 – 999 м (одним об'єктом) та 984 – 957 м у свердловині № 6 – Русько-

Комарівська отримано припливи газу дебітами 33,6 тис.м³/добу та 75 тис.м³/добу відповідно.

Наймолодшими відкладами, в яких виявлено скупчення природного газу є відклади ільницької світи, що геохронологічно відповідають левантинському ярусу пліоценового відділу. Газоносність ільницької світи встановлено на Русько-Комарівському родовищі. При випробуванні об'єкту в інтервалі глибин 662 – 650 м, що стратиграфічно відноситься до ільницької світи, в свердловині № 4 – Русько-Комарівська отримано приплив газу дебітом 1,5 тис. м³/добу, а в свердловині №15 – Русько-Комарівська з інтервалу глибин 832 – 829 м (ільницька світа) отримано приплив газу 3,3 тис.м³/добу [11].

Загалом в межах Закарпатського прогину зафіксовано газо-, газоводо- та водогазопрояви більш ніж у 170 випадках, як під час буріння свердловин так і під час їх випробування. Діапазон глибин зафіксованих газопроявів сягає від 12 м (у структурній св. № 12 – Залузька під час буріння у породах лувківської світи міоцену) до 4000 – 3720 м (газопрояв під час буріння св. № 3 – Терещанська у товщі відкладів крейдового віку). В товщі донеогенового складчастого фундаменту газопрояви зафіксовано у тріасових, крейдових та палеогенових відкладах. В неогеновому структурному поверсі газопрояви зафіксовано в товщах терещанської, новоселицької, нижньотерещанської, солотвинської, тересвинської, басхевської, доробратівської, лувківської світ міоцену та ільницької світи пліоцену.

6.2.Газові родовища

На сьогодні в межах Закарпатської газоносної області відкрито 5 родовищ вуглеводневого природного газу (рис. 6.2.1). В рамках Солотвинської западини відкрито Солотвинське та Дібровське родовища, які знаходяться в південно-західній частині Солотвинського газоносного району. Русько-Комарівське газове родовище, яке розміщене в північно-західній частині Мукачівського газоносного району, Станівське – у південно-східній, Королівське – у південній частині. Окрім того в межах центральної частини

Мукачівського газоносного району відкрито унікальне для України Мартівське родовище CO₂.

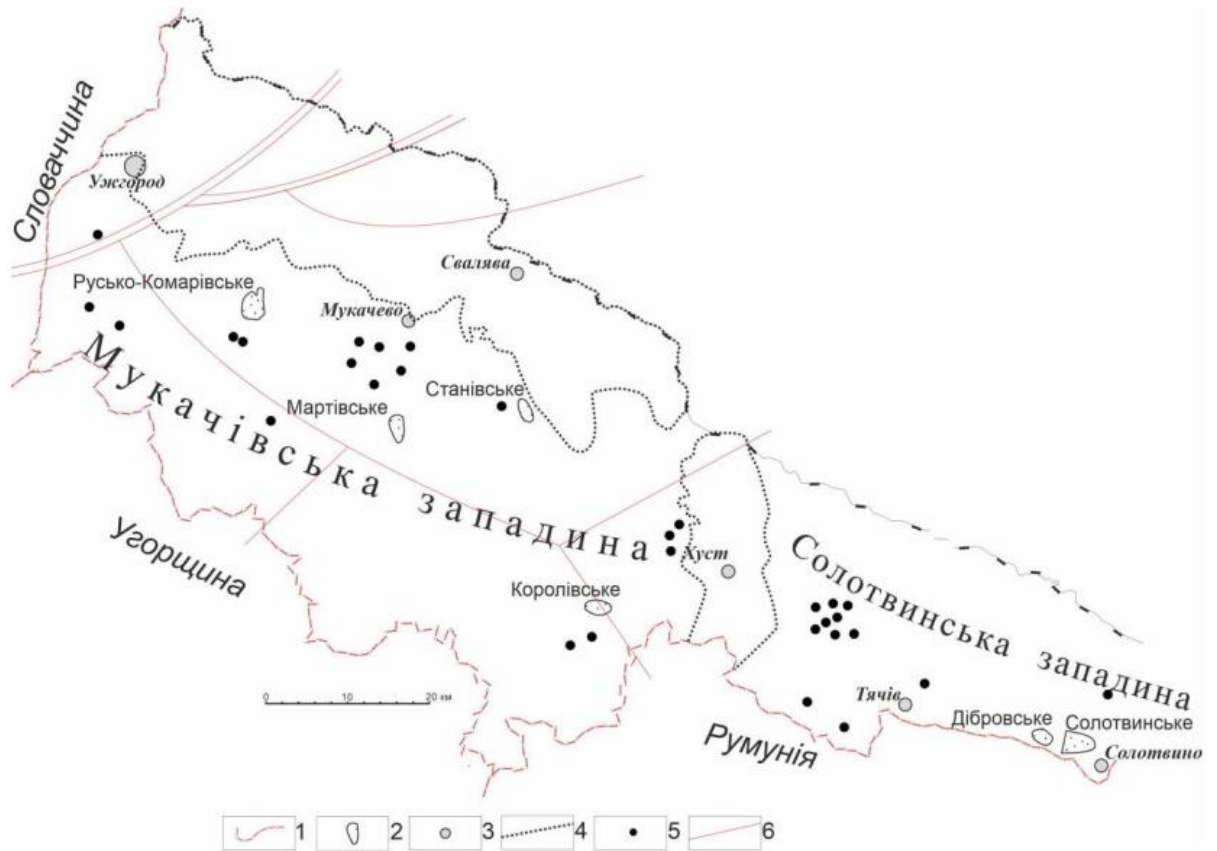


Рис. 6.2.1. Оглядова карта-схема Закарпатського прогину.

1 – лінії державного кордону; 2 - газові родовища; 3 - міста; 4 - вихід вулканічних утворень на денну поверхню; 5 - пробурені пошукові свердловини; 6 - магістральні газопроводи [10].

Солотвинське газове родовище

Солотвинське газове родовище знаходиться у Тячівському та Рахівському адміністративних районах Закарпатської області України. Солотвинське родовище є першим родовищем, яке було відкрито в межах Закарпатського прогину. В 1970 р. структурно-пошуковою свердловиною № 40 – Колодно при розкритті порід на глибині 2018 м відбулось аварійне фонтанування газом. Свердловину довелось ліквідувати без проведення випробування. Родовище відкрите в 1982 році при проходженні порід гідрогеологічною свердловиною № 68 – 3 (рис. 6.2.2). При додатковій розвідці соляного штоку випадково було виявлено газовий поклад в товщі новоселицької світи міоцену на глибині 1531 м. Свердловина аварійно

працювала відкритим фонтаном протягом 26 днів, щодня викидаючи 200 – 250 тис. м³ природного газу на добу. Одразу ж в межах площі було закладено свердловину №1 – Солотвино, в якій отримано приплив природного газу 137,5 тис. м³ /добу на діафрагмі 8,2 мм. У стратиграфічному відношенні геологічне середовище родовища складене породами донеогенового складчастого фундаменту, а саме відкладами палеогену, який перекривається товщею неогенових молас (рис. 6.2.3).

Родовище пов'язують з однойменною структурою, яка за допомогою поперечного тектонічного розлому по покрівлі підсольових відкладів розбита на два окремих тектонічних блоки. Газовий поклад масивного типу. Газоносність встановлено у відкладах новоселицької світи. Флюїдоупором для міоценового покладу газу є значна товща верхньотереблянської підсвіти, що літологічно представлена кам'яною сіллю та в межах Солотвинської структури виходить на денну поверхню і представлена соляним штоком. Газопрояви було зафіксовано також під час буріння і випробування нижньотереблянської, солотвинської, тересвинської і терешульської світ

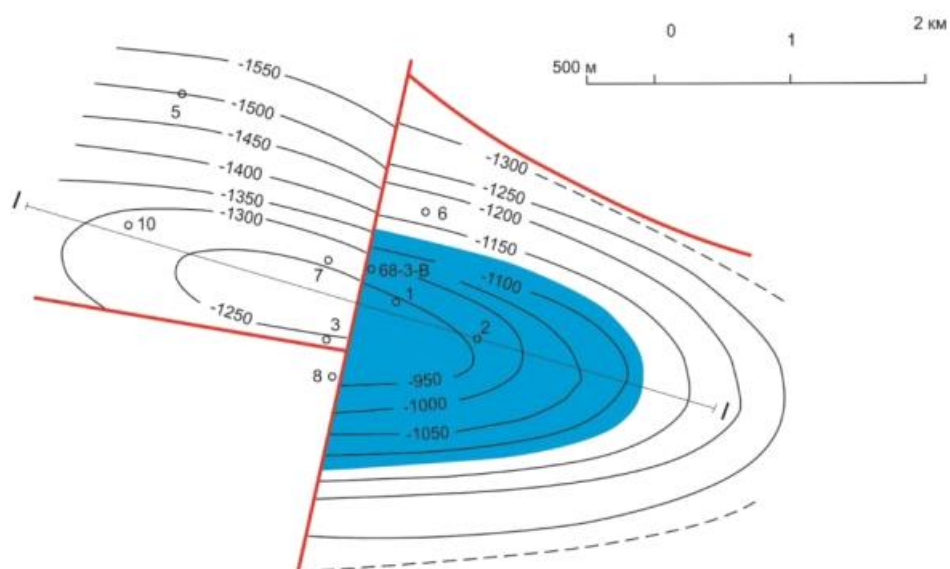


Рис. 6.2.2. Структурна карта покрівлі новоселицької світи Солотвинського газового родовища.

За Н. М. Смирновою, М. Д. Витрикушем, 1986 р. [2].

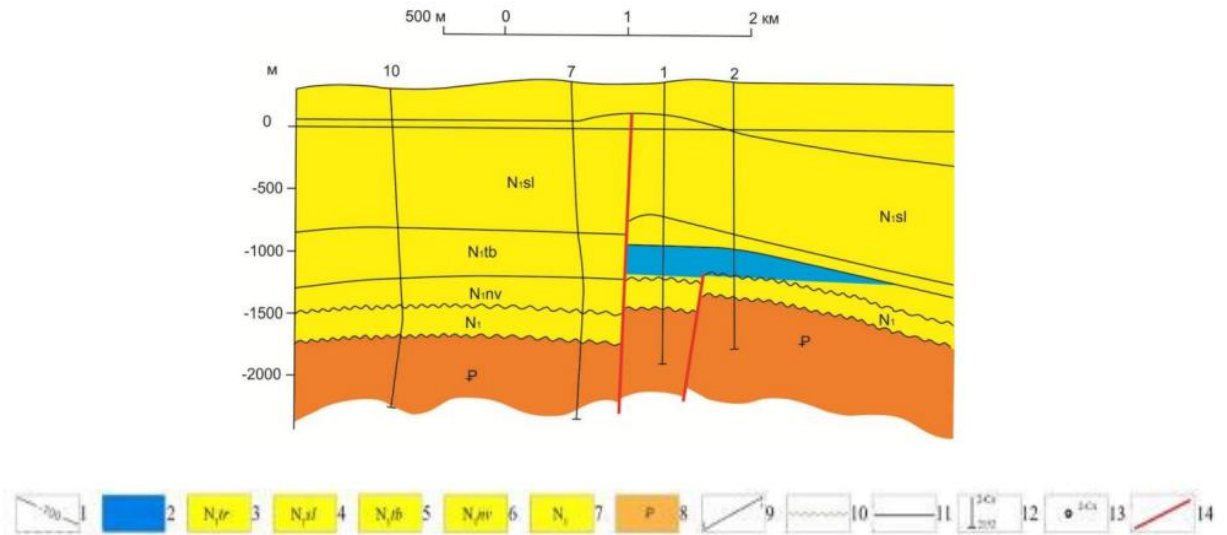


Рис. 6.2.3. Геологічний розріз по лінії I-I Солотвинського газового родовища за В.Г. Смирною, 1986 р.

1 – ізогіпси сейсмовідбиваючого горизонту; 2 – газовий поклад; 3 – тересвинська світа; 4 – солотвинська світа; 5 – тереблянська світа; 6 – новоселицька світа; 7 – баденський ярус; 8 – палеоген; 9 – лінія геологічного розрізу; 10 – незгідне залягання відкладів; 11 – стратиграфічні межі; 12 – свердловина на розрізі; 13 – свердловина на карті; 14 – тектонічне порушення [2].

Дібровське газове родовище

В адміністративному відношенні Дібровське газове родовище знаходиться в Тячівському районі Закарпатської області на відстані 35 км на південь від м. Рахів [2]. В геотектонічному відношенні родовище приурочене до південно-східної частини Солотвинської западини Закарпатського прогину. В 1985 р. проведено сейсмічні дослідження методом СГТ з застосуванням повздовжнього профілювання в південно-східній частині Солотвинської западини. За результатами проведених робіт було деталізовано структурно-тектонічну будову Солотвинської площі. До відкриття родовища безпосередньо на Дібровській структурі пробурено пошукові свердловини № 4, 7, 21 – Солотвинські. У свердловині № 7 – Солотвинська отримано приплив газу з палеогенових відкладів, але в зв'язку з припливами пластової води вище по розрізу свердловину довелось ліквідувати. В свердловині № 4 –

Солотвинська грушівська світа палеогену і об'єкти, що залягають вище по розрізу не випробувалися через технічний стан свердловини.

Протягом 2001 – 2004 рр. завершено будівництвом пошукову свердловину № 21 – Солотвинська глибиною 3100 м. Та перспективні палеогенові відклади в межах північно-західного блоку Дібровської структури виявились ущільненими. Згодом в межах центрального блоку Солотвинської структури пробурено пошукову свердловину № 22 – Солотвинська. У свердловині при проведенні ВПТ в між глибинами 2114 – 2100 м отримано приплив газу. Під час закачування глинистого розчину об'ємом 3 м³ з метою ліквідації газопроявлення свердловина викинула тампон і працювала газовим факелом, висота якого досягала 20 м. Під час стаціонарного випробування інтервалу глибин 2155 – 2073 м в свердловині отримано приплив газу дебітом 36,6 тис. м³/добу на діафрагмі діаметром 5,0 мм. Саме цією свердловиною і було відкрито Дібровське газове родовище (рис. 6.2.4). Пошуково-розвідувальні роботи в межах родовища продовжено бурінням розвідувальних свердловин № 23 та № 28 – Солотвинські, в результаті чого встановлено газоносність грушівської світи палеогену та тереблянської світи середнього бадену. Дібровське родовище все ще розвідується, промислове значення газового покладу вивчається [2].

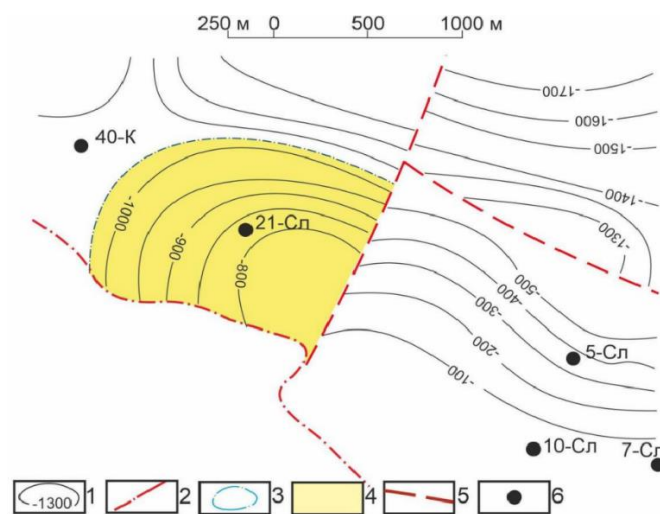


Рис. 6.2.4. Структурна карта Дібровського родовища газу по покривлі горизонту N1b3sl солотвинської світи міоцену.

Роз'яснення до умовних позначень див. на наступній сторінці.

1 - ізогіпси покрівлі солотвинської світи; 2 – лінія державного кордону; 3 - контур газоносності; 4 - площа газоносності; 5 – лінія тектонічного розлому; 6 – пробурені свердловини [2].

Русько-Комарівське газове родовище

Русько-Комарівське газове родовище розташоване в Ужгородському районі Закарпатської області. В тектонічному відношенні родовище розміщене в центральній частині Мукачівської западини. Русько-Комарівська структура була виявлена в 1962 році під час проведення сейсмічних досліджень в межах площі Ужгород-Гать-Мукачево-Іршава. В 1983 році пробурено свердловину № 1 – Русько-Комарівська глибиною 4521 м, вибій якої зафіксовано у відкладах палеозою. Випробування дев'яти горизонтів підтвердило перспективність Русько-Комарівської структури щодо нафтогазоносності та проведення подальших пошукових робіт в межах площі. Русько-Комарівське родовище відкрите в 1985 році свердловиною № 6 – Русько-Комарівська (рис. 6.2.5), в якій з товщ баденського та сарматського ярусів отримано припливи газу 55 – 75 тис. м³/добу.

Родовище розташоване в північно-західній частині Мукачівської западини та приурочене до куполоподібної структури, сформованої вторгненням інтрузивного тіла в неогенову товщу. У геологічній будові родовища беруть участь породи палеоген-неогенового віку. Це базальні конгломерати міоцену, туфи – новоселицької світи, соленосноглинисті відклади тереблянської світи, а також теригенні відклади баденського ярусу. За даними глибокого буріння і сейсморозвідувальних робіт 1983 – 1984 років, по покрівлі новоселицької світи структура є антикліналлю субширотного простягання розміром 9×5 км, амплітудою 250 м [2].

Розріз порід в межах Русько-Комарівського родовища складений гірськими породами від палеозойського до антропогенового віку. Відклади палеозойського та мезозойського віку представляють товщу гетерогенного

складчастого фундаменту. З кутовою та стратиграфічною неузгодженістю на розмитій поверхні фундаменту залягає товща неогену, яка представлена моласовим комплексом. Поверх газоносності складає 735 м. Висота покладів 17 – 145 м. За типом вони пластові склепінні тектонічно екрановані. Родовище в розробці. Перспективи подальшого його вивчення пов'язуються з утвореннями дислокованого мезозою і нижньою частиною міоцену, які за даними випробування параметричної свердловини № 1 – Русько-Комарівська є газонасиченими [1].

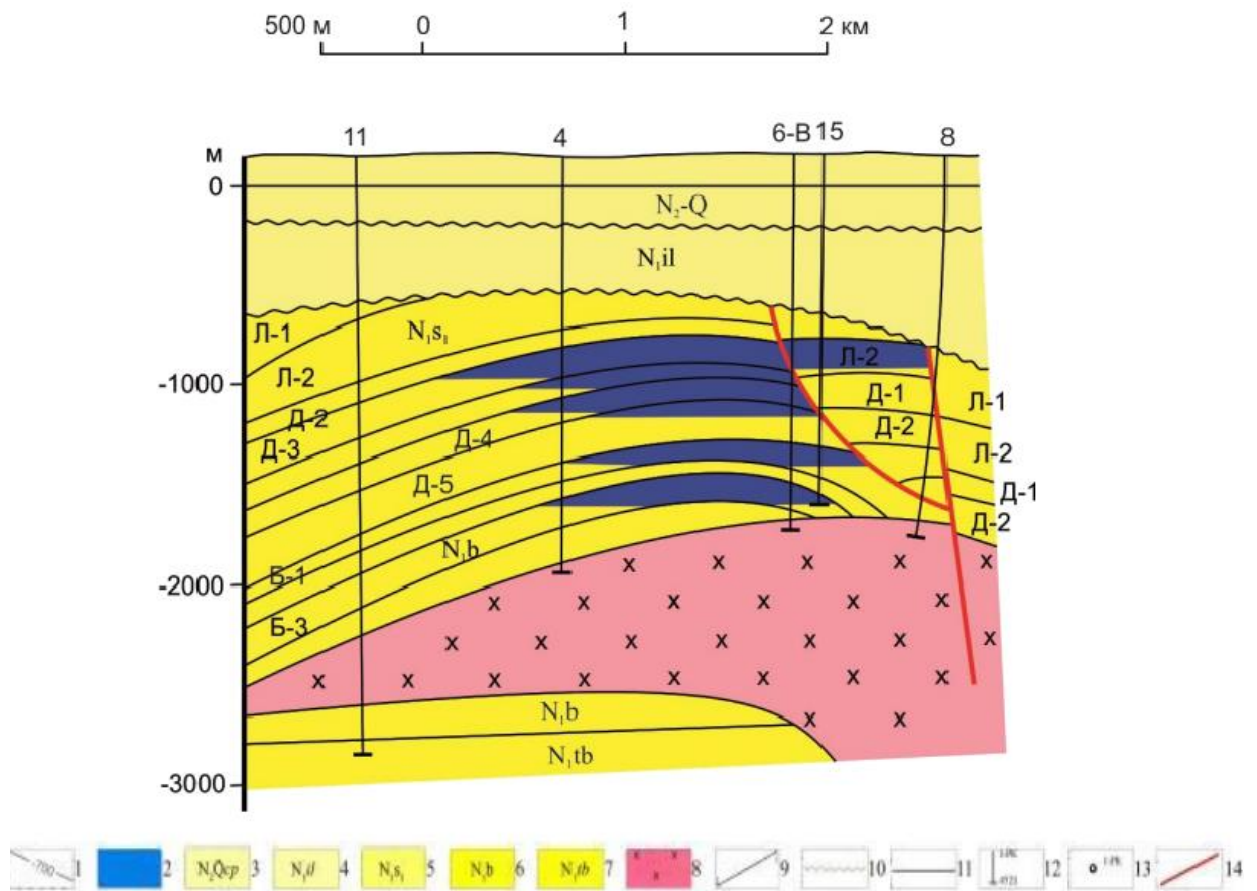


Рис. 6.2.5. Геологічний розріз по лінії I-I Русько-Комарівського газового родовища
 1 – ізогіпси сейсмовідбиваючого горизонту; 2 – газовий поклад; 3 – чопська світа; 4 – ільницька світа; 5 – нижньосарматський під'ярус; 6 – баденський ярус; 7 – терелянська світа; 8 – інтрузивне тіло; 9 – лінія геологічного розрізу; 10 – незгідне залягання відкладів; 11 – межі стратиграфічних горизонтів; 12 – свердловина на розрізі; 13 – свердловина на карті; 14 – тектонічне порушення [2].

Станівське газове родовище

Станівське газове родовище відкрито в 1990 році. В адміністративному відношенні родовище знаходиться в Мукачівському районі Закарпатської області. В геотектонічному відношенні родовище розташоване в центральній частині Закарпатського прогину та приурочене до Станівської складки. В геологічній будові Станівського родовища, окрім четвертинних та неогенових відкладів, беруть участь відклади мезозойського та палеозойського віку.

Глибинна будова території родовища досліджувалась сейсмозв'язкою, структурно-пошуковим та пошуковим бурінням. Проведені геологорозвідувальні роботи в межах Станівського родовища дали можливість встановити те, що родовище пов'язане з брахіантиклінальною складкою в товщі сарматських відкладів неогену. В структурних свердловинах № 1 – Яблунівська, 2, 4 – Макар'єво, 9 – В. Ком'яти відзначались газопрояви під час буріння в сарматських відкладах. При стаціонарному випробуванні свердловини № 201-Залуж також відмічено газопрояви. Газоносність в межах родовища встановлена свердловиною № 2 – Яблунівська, в якій з відкладів доробратівської світи сарматського ярусу отримано припливи газу 115,8 тис.м³/добу на діафрагмі діаметром 20,74 мм (інтервал глибин 310 – 390 м, 422– 456 м) та 15,3 тис.м³/добу на діафрагмі діаметром 7,05 мм на інтервал глибин 238 – 292 м). Припливи газу непромислового значення (4,18 тис. м³/добу) отримано також з товщі басхевської світи баденського ярусу між глибинами 970 – 1020 м. Нижньосарматський поклад газу – пластовий тектонічно екранований, міститься на моноклінальному схилі із підйманням у південно-східному напрямку (рис. 6.2.6, 6.2.7). Родовище перебуває в консервації.

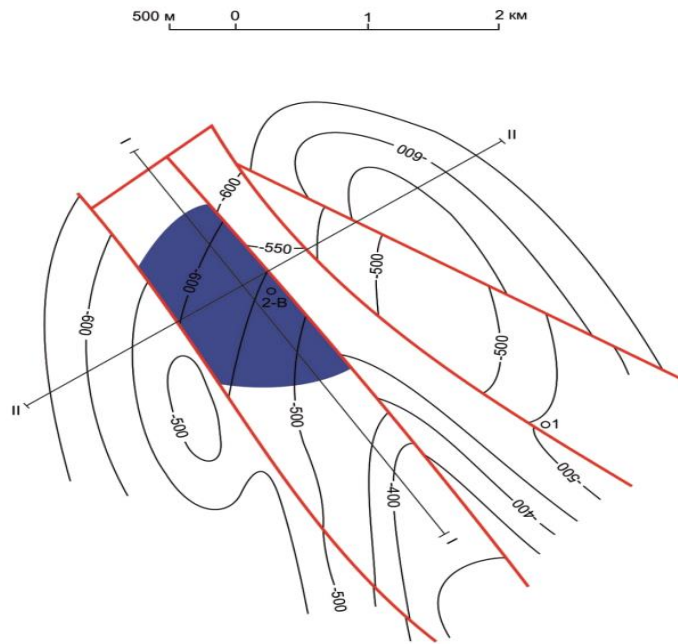


Рис. 6.2.6. Структурна карта по відбиваючому горизонту в доробратівській світі Станівського газового родовища за О.Т. Шуфлатом, 1992 р. [2].

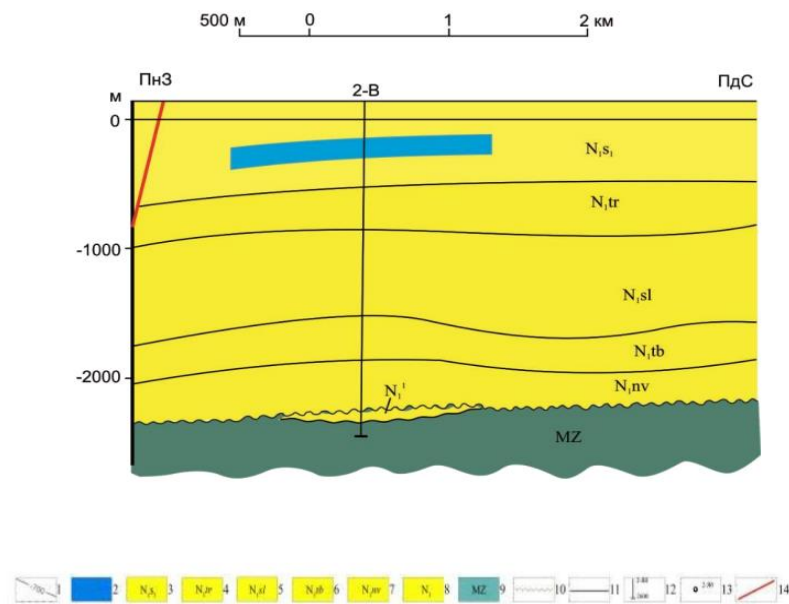


Рис. 6.2.7. Геологічний розріз по лінії I-I Станівського газового родовища.

. 1 – ізогіпси сейсмівідбиваючого горизонту; 2 – газовий поклад; 3 – нижній сармат; 4 – тересвинська світа; 5 – солотвинська світа; 6 – тереблянська світа; 7 – новоселицька світа; 8 – баденський ярус; 9 – мезозой; 10 – незгідне залягання відкладів; 11 – межі стратиграфічних горизонтів; 12 – свердловина на розрізі; 13 – свердловина на карті; 14 – тектонічні порушення. за .Г.В. Свириденком, 1994 [2].

Мартівське газове родовище

Мартівське родовище знаходиться у Закарпатській області на відстані 30 км від м. Мукачево, воно приурочене до антиклінальної складки розміром 3×4 км, яка обмежена регіональними та локальними тектонічними розломами. Родовище було відкрито в 1998 р. за допомогою свердловини № 2 – Мартівська (рис. 6.2.8), при випробуванні відкладів доробратівської світи сарматського ярусу міоцену отримано приплив вуглекислого газу (CO₂) з дебітом 29 тис.м³/добу [2]. Наступною свердловиною № 3 – Мартівська у товщі відкладів доробратівської світи відкрито новий газовий поклад. Характерною відмінністю Мартівського родовища є те, що від 95 до 99 % об'ємної частки природного газу становить CO₂. Родовище у консервації.

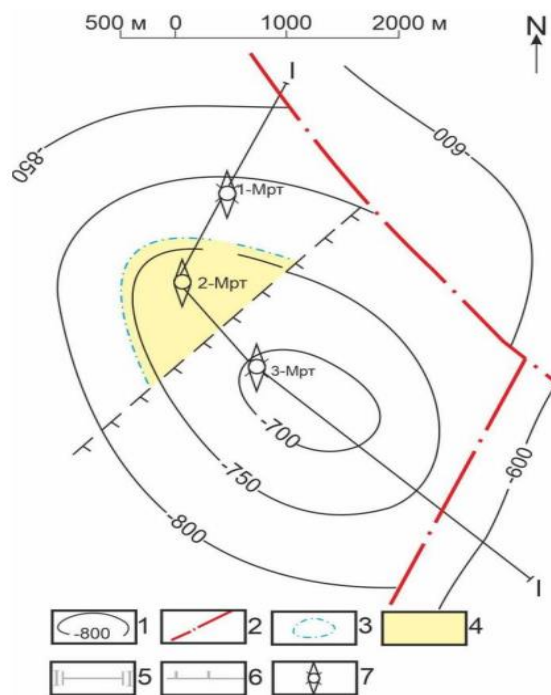


Рис. 6.2.8. Мартівське родовище вуглекислого газу. Структурна карта покрівлі першого продуктивного горизонту доробратівської світи

Роз'яснення до умовних позначень див. на наступній сторінці.

1 – ізогіпси покрівлі першого продуктивного горизонту; 2 – тектонічні розломи; 3 – газо-водяний контакт; 4 – площа газоносності; 5 – лінія геологічного розрізу; 6 – лінія заміщення порід-колекторів; 7 – ліквідовані свердловини(за даними Стрийського ВБР)

[2].

Королівське газове родовище

Королівське газове родовище знаходиться на відстані 2 км в південно-східному напрямку від м. Виноградів. Королівську структуру виявлено за результатами сейморозвідувальних робіт методами МВХ та СГТ (1969 – 1970, 1984 рр.), а також підтверджено її наявність за результатами структурно-пошукового буріння (1971 – 1973 рр.). Родовище відкрите в 1988 році. За допомогою свердловини № 2 – Королівська з товщі ізівської світи панонського ярусу (інтервал глибин 740 – 710 м) отримано приплив газу дебітом 125 тис.м³/добу. Припливи газу дебітами 1,29 та 1,2 тис. м³/добу виявлено також з відкладів нижньосарматського під'ярусу. Королівська структура представлена брахіантиклінальною складкою, яка простягається в субширотному напрямку, та має розміри 7×3 км, та амплітуду приблизно 100 м, і розбита тектонічними розломами на окремі тектонічні блоки [8].

Наявність газового покладу встановлено в північно-східному блоці. Перспективи подальших пошукових робіт в межах родовища пов'язані з західним блоком (рис. 6.2.9, 6.2.10). Територія, на якій розміщене Королівське родовище складена породами мезозою, міоцену, плейстоцену. По аналогії з Русько-Комарівським родовищем і родовищами, що відкриті в Солотвинській западині за межами України, можна припустити, що на Королівській структурі можуть бути виявлені скупчення газу в утвореннях сармату і нижнього тортону, тобто передбачається, що родовище є багатопластовим з великим поверхом газоносності [2].

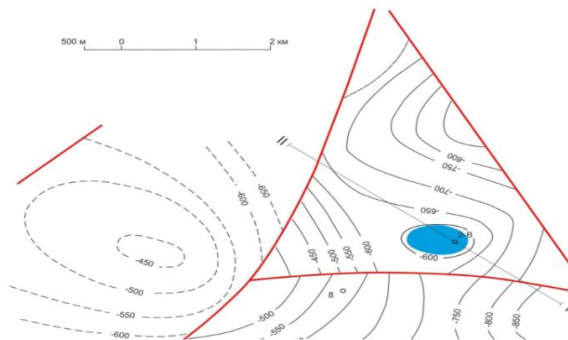


Рис. 6.2.9. Структурна карта по відбиваючому горизонту у покрівлі ізівської світи панону Королівського газового родовища [2].

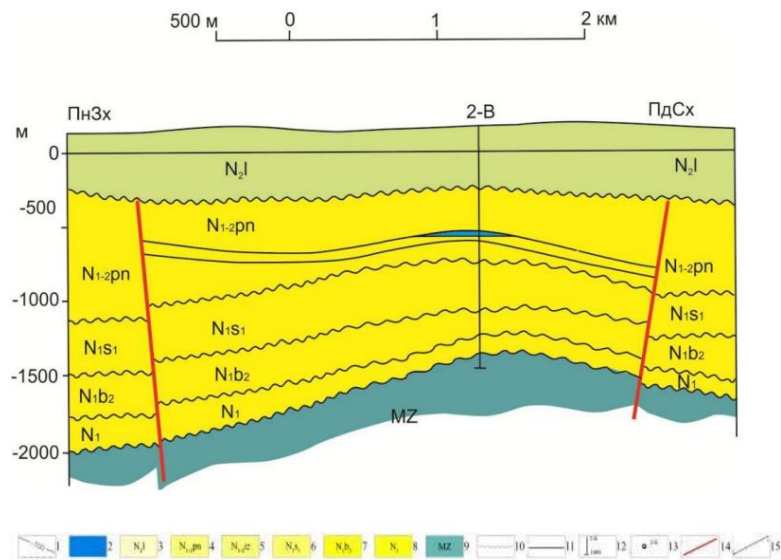


Рис. 6.2.10. Геологічний розріз по лінії I-I Королівського газового родовища. 1 – ізогіпси сейсмівідбиваючого горизонту; 2 – газовий поклад; 3 – левантинський ярус; 4 – панонський ярус; 5 – ізівська світа; 6 – нижньосарматський під'ярус; 7 – верхньобаденський під'ярус; 8 – баденський ярус; 9 – мезозой; 10 – незгідне залягання відкладів; 11 – межі стратиграфічних горизонтів; 12 – свердловина на розрізі; 13 – свердловина на карті; 14 – тектонічне порушення; 15 – лінія геологічного розрізу. за В.Г. Свириденком, 1994 р. [2].

ВИСНОВКИ

У результаті написання роботи досягнута мета та вирішені поставлені задачі: охарактеризовано фізико-географічні умови Закарпатського прогину та геологічне вивчення території, приведено літолого-стратиграфічну характеристику відкладів, охарактеризовано тектонічну будову, описано історію геологічного розвитку та проаналізовано газоносність території (газопрояви та газові родовища).

В адміністративному плані Закарпатський прогин розташований в межах Ужгородського, Мукачівського, Берегівського, Свалявського, Іршавського, Хустського, Тячівського та Рахівського районів Закарпатської області.

Розріз Закарпатського прогину складається з двох структурних поверхів: верхнього, що представлений неогеновими моласами, та нижнього – донеогенового складчастого фундаменту, що представлений палеозойськими, мезозойськими та палеогеновими відкладами. Закарпатський внутрішній прогин розташований всередині Карпатської гірської споруди, між Зовнішніми Карпатами та Панонською міжгірською западиною, та складений неогеновою моласою.

Для досліджуваної території характерна складна геологічна будова внаслідок значних тектонічних порушень. Донеогеновий фундамент прогину має гетерогенну блоково-насувну будову. Значний вплив на будову прогину мали процеси неогенового вулканізму, які чітко виражені в межах Вигорлат-Гутинського пасма. Водночас істотну роль у розвитку структури прогину відіграла соляна тектоніка. Соляні структури широко розвинуті та досить добре вивчені у східній частині прогину – в Солотвинській западині. Ці прояви спостерігаються також у ряді місць у Мукачівській западині.

Історію геологічного розвитку Закарпатського прогину складається з двох геотектонічних етапів: доальпійського та альпійського. Протягом більшої частини історії геологічного розвитку території, до неогенового часу, тут

існував морський басейн, що був ланкою розгалуженої океанічної області Паратетису. На формування території великий вплив мали тектонічні рухи, численні диз'юктивні порушення та вулканізм.

На даний час в межах Закарпатського прогину відкрито 5 газових родовищ: Русько-Комарівське, Станівське, Королівське, Солотвинське та Дібровське, а також Мартівське, унікальне для України, родовище вуглекислого газу. В межах низки площ при бурінні глибоких та структурних свердловин зафіксовано ряд газопроявлень.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Атлас родовищ нафти і газу України. Т.V. / за ред. М. М. Іванюта. Українська нафтогазова академія. Л.: Центр Європи. 1998. – С. 19 – 21.
2. Бітумонафтогазогеологічне районування нафтові і газові родовища та підземні сховища газу України / [О. О. Орлов, І. М. Фик, В. С. Боднарчук та ін.]. – Івано-Франківськ: Симфонія форте, 2015. – 540 с.
3. Венглинский И. В. Стратотипы миоценовых отложений Вольно-подольской плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов / И. В. Венглинский, В. А. Горецкий. – Київ: Наукова думка, 1979. – 179 с.
4. Данилович Л. Г. Офиолитовые и островодужные комплексы Украинских Карпат / Л. Г. Данилович // Геология Советских Карпат. – 1984. – С. 69-76.
5. Крупський Ю, Крупська О. Виділення перспективних територій для пошуку родовищ зі значними запасами вуглеводнів у Західному нафтогазоносному регіоні. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2008. №1. – С. 5 – 10.
6. Крупський Ю.З., Марусяк В.П. Відновлення покладів вуглеводнів та виявлення ліквідованих свердловин з пропущеними продуктивними горизонтами (на прикладі Західного НГР) // Scientific Journal «ScienceRise». – 2015. – №8/1(13). – С. 25 – 31.
7. Кутас Р. І. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат. / Р. І. Кутас. // Геофизический журнал. – 2014. – С. 3–27.
8. Локтев А. А. Особенности геологического строения месторождений природных газов и их компонентный состав в пределах Закарпатского прогиба Украины. *Науки о Земле на современном этапе*: Материалы XI Международной науч.-прак. конф., г. Москва, 14 февраля 2014г. С. 17–20.
9. Локтев А. А. Геологічні чинники газносності Закарпатського прогину: дис. канд. геол. наук : 04.00.17 / Локтев А. А. – Львів, 2019. – 158.
10. Локтев А. А. Нові напрями пошуків газу у Закарпатському прогині / А. А. Локтев. // Нафтогазова галузь України. – 2019. – С. 19–24.
11. Локтев А. А. Особливості газносності Закарпатського прогину / А. А. Локтев. // Геологічний журнал. – 2019. – С. 45–51.
12. Локтев А. А. Проблеми прогнозування інтрузивних тіл як причина отримання від'ємних результатів при проведенні геологорозвідувальних робіт на нафту і газ у межах Чоп-Мукачівської западини Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин: матеріали Міжнарод. наук. конф. «Проблеми геології і геохімії горючих копалин»*, м. Львів. 2011. №1-2(154-155). С. 90–92.

13. Локтєв А.А. Причини деяких негативних результатів пошукових робіт на газ в Закарпатському прогині (на прикладі Лісківської площі) // Питання розвитку газової промисловості України, Випуск XXXIX. X. – 2011. – С. 28 – 37.
14. Мацьків Б. В., Зобков О. В., Ковальов Ю. В. та ін. Звіт про геологічне до вивчення масштабу 1:200 000 території планшетів М – 34 – XXIX, М – 34 – XXXV, L – 34 – V (Ужгородська група аркушів), проведених у 1991 – 1996 рр // Геоінформ, 1996. - С. 413 .
15. Мацьків Б. В., Ковальов Ю. В., Пукач Б. Д., Воробканич В. М. . Геологічна карта України масштабу 1:200 000. Карпатська серія. Лист М-34-XXIX (СНІНА), М-34-XXXV (УЖГОРОД), L-34-V (САТУ-МАРЕ): Пояснювальна записка. - Київ: , 2003. - 94 с.
16. Модернізація стратиграфічних схем мезозойських відкладів України / [М. М. Іванік, Д. М. П'яткова, Л. Ф., Плотнікова та ін.]. // Тектоніка і Стратиграфія. – 2014. – №41. – С. 76–80.
17. Николаев В. Г. Паннонский бассейн / В. Г. Николаев. – Москва: Наука, 1986. – 102 с.
18. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа / [Г. Н. Доленко, Л. Т. Бойчевская, И. В. Килин та ін.]. – Киев: Наукова думка, 1976. – 126 с.
19. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / [Андрєєва-Григорович А., Пономарьова Л., Приходько М. та ін.]. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2 (147). – С.58-70.
20. Стратотипы меловых и палеогеновых обложений Украинских Карпат / [О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш та ін.]. – Київ: Наукова думка, 1981. – 180 с.
21. Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200 000). В.С.Буров и др. Львов, УкрДГРИ, 1986 г. 123 с.
22. Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000000: Пояснювальна записка. Частина 1. - Київ: УкрДГРІ, 2007. - 165 с.
23. Dolton, G. L., 2006, Pannonian Basin Province, Central Europe (Province 4808)—Petroleum geology, total petroleum systems, and petroleum resource assessment: U.S. Geological Survey Bulletin 2204–B, 47 p.