

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

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

**«Геологічна будова та нафтогазоносність
передгірського прогину Західних Карпат»**

КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА БАКАЛАВРА

Виконав:
студент 4 курсу, група ГН-41,
спеціальність 103 Науки про Землю,
освітньо-професійна програма
«Геологія нафти і газу»
Мацкевич Єгор Романович
Керівник:
к. геол. н., доц.
Сухов Валерій Васильович

Кваліфікаційна робота захищена
з оцінкою « _____ »
_____ *Голова ЕК Безрук К.О.*
_____ *Секретар ЕК Тищенко І.І.*
« _____ » _____ 2025 року

Харків – 2025

ЗМІСТ

ВСТУП.....	3
Розділ 1. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ РЕГІОНУ	6
Розділ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА	8
2.1. СТРАТИГРАФІЯ	8
2.2. ТЕКТОНІКА	20
2.3. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ	41
Розділ 3. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ	45
ВИСНОВКИ.....	47
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	49

ВСТУП

Передгірський прогин Західних Карпат (далі – ППЗК) є одним із наймасштабніших та геологічно складних форландових басейнів Східної Європи. Він простягається дугоподібною смугою завдовжки понад 300 км та охоплює території Польщі, Словаччини й України, де в межах Львівської, Івано-Франківської, частини Тернопільської та Чернівецької областей утворює широкий вал північно-східного занурення Карпатського орогену. Формування прогину відбувалося упродовж крейдового – неогенового часу під дією фронтального тиску Карпатського складчасто-насувного поясу, що зумовило надмірне прогинання жорсткої окраїни Східноєвропейської платформи, швидкі темпи осадонакопичення та диференційовані режими басейно-тектонічної еволюції.

Унікальне поєднання потужного (до 10–12 км) осадового чохла, значної латеральної фаціальної мінливості й багатоетапної тектонічної деформації створило сприятливі умови для формування різнотипних пасток вуглеводнів. Саме тому ППЗК із середини ХХ ст. посідає провідне місце серед нафтогазоперспективних регіонів України та суміжних країн Центральної Європи, але попри довгу історію буріння та геофізичних досліджень залишається недостатньо вивченим у частині детальної стратиграфічної кореляції, палеогеографічної реконструкції й прогнозу нових локальних зон нафтогазонакопичення. Актуалізує проблему й сучасна тенденція до диверсифікації джерел енергетичних ресурсів, що потребує підвищення ефективності розвідки традиційних і нетрадиційних покладів у регіонах зі складною геологічною будовою.

Актуальність теми. Систематизоване вивчення геологічної будови й нафтогазоносності ППЗК дає змогу:

уточнити стратиграфію й вікові межі відкладів, що формують потенційні покриви, колектори та материнські товщі;

виявити закономірності просторового розподілу структурно-фаціальних пасток різного генезису;

удосконалити регіональну нафтогазогеологічну модель, необхідну для цілеспрямованих пошуково-розвідувальних робіт.

Мета роботи – комплексний аналіз геологічної будови Передгірського прогину Західних Карпат із виділенням ключових стратиграфічних, літолого-фаціальних та тектонічних факторів, що визначають його нафтогазоносність, і розроблення обґрунтованих рекомендацій щодо подальшого геологорозвідувального освоєння регіону.

Завдання дослідження:

узагальнити історію геологічних досліджень ППЗК та окреслити актуальні проблеми;

побудувати докладну стратиграфічну схему осадового чохла прогину на основі літературних та фондових матеріалів;

проаналізувати літолого-фаціальні особливості відкладів і визначити колекторські та покривні комплекси;

розглянути тектонічну будову прогину, виділити основні структурні елементи та типи пасток;

оцінити перспективи нафтогазоносності окремих ділянок і сформулювати рекомендації для пріоритетних пошукових робіт.

Об’єкт дослідження – осадовий чохол Передгірського прогину Західних Карпат.

Предмет дослідження – умови формування й просторовий розподіл нафтових і газових покладів у межах стратиграфічних, літолого-фаціальних та тектонічних комплексів прогину.

Методи дослідження охоплюють:

аналіз фондових бурових і геофізичних даних;

літологічний та палеонтологічний опис кернів і розрізів;

біо- та сейсмостратиграфічну кореляцію;

структурне та палеотектонічне моделювання;

геолого-геофізичне картування з використанням ГІС-систем.

Наукова новизна полягає в уточненні стратиграфічної структури неогенових та палеогенових відкладів, встановленні нових кореляційних зв’язків

зі суміжними сегментами Альпо-Карпатського орогену й виділенні перспективних зон, раніше недооцінених у пошукових програмах.

Практичне значення отриманих результатів полягає в можливості використання розробленої регіональної моделі для оптимізації схем буріння, прогнозування глибинно-температурних режимів і підвищення рентабельності нафтогазорозвідувальних робіт.

Розділ 1. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ РЕГІОНУ

Вивчення Передгірного прогину Західних Карпат має багатовікову історію, нерозривно пов'язану з розвитком геологічних наук у Центральній та Східній Європі. Першими дослідниками регіону були натуралісти та геологи XVIII–XIX століть, які збирали мінералогічні колекції, становили геологічні описи та карти. Проте найбільш систематичні та науково обґрунтовані роботи почали проводитись у другій половині XIX століття.

XIX століття: перші геологічні описи.

На цьому етапі домінували описові методи. Дослідники фіксували літологічні особливості оголень, шукали родовища з корисними копалинами, і навіть визначали геоморфологічні особливості території. Важливий внесок зробили геологи Австро-Угорської імперії, під контролем якої знаходилася більша частина території сучасної Західної України та Словаччини. Одним із перших, хто звернув увагу на стратиграфічну будову прогину, був геолог Е. Зюсс, який розробив концепцію геосинклінального розвитку, до якої добре вписувалися карпатські структури.

Початок XX століття: зародження стратиграфічних схем

З розвитком палеонтології та біостратиграфії дослідники почали диференціювати осадові відкладення за віком. Було виділено основні стратиграфічні комплекси, зокрема крейдяні, палеогенові та неогенові відкладення. Особлива увага приділялася фауністичному змісту: амоніти, форамініфери, двостулкові молюски дозволяли уточнювати геохронологічні межі відкладень. У цей час почали закладатися основні засади розподілу стратиграфічних розрізів Передгірного прогину.

Післявоєнний час (1945–1980): інтенсивні геологорозвідувальні роботи

Після Другої світової війни почалася епоха систематичного буріння та масштабних геофізичних досліджень. Це було з пошуками нафти і газу, оскільки передбачалося, що потужні осадові товщі прогину можуть містити вуглеводневі поклади. Геологорозвідувальні експедиції України, Словаччини та Польщі проводили глибоке буріння, сейсмозв'язку та структурне картування.

Було уточнено тектонічні кордони, розроблено регіональні стратиграфічні схеми, введено поняття передкарпатського моласового басейну. Ці дані лягли в основу сучасних геологічних карт масштабу 1:200 000 та 1:50 000.

Кінець XX - початок XXI століття: сучасні підходи

З початку 1990-х років, в умовах політичних та економічних змін, акцент досліджень змістився на екологічну геологію, інженерну геологію та гідрогеологію. Використовуються методи ізотопної геохронології, палінологічного аналізу, геохімічних досліджень, а також цифрове моделювання осадонакопичення та тектоніки.

Міжнародні програми (наприклад, проект Carpathian Geotraverse, співпраця з Європейською геологічною службою) суттєво поглибили знання про стратиграфію прогину. Було уточнено вікові кордони, реконструйовано палеосереду, виявлено кореляції з аналогічними структурами Альп та Балкан.

Розділ 2. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА

2.1. СТРАТИГРАФІЯ

В основі міоценового комплексу порід власне передгірського прогину Західних Карпат залягають утворення олігоценного віку. Наявність їх підтверджується, з одного боку, виходами на південному схилі Чеського масиву та на північному краю флішевих зон Альп та Західних Карпат, з іншого – даними буріння, проведеного в занурених частинах прогину в районах Інфіртель, Санкт-Валентин, Вельс, Меггенгофен, Брно та ін.

Літологічно відкладення олігоценного віку представлені грубокластичними седиментами: конгломератами, гравелітами, пісками та пісковиками в основі та опадами у фації шліру (мелетта шлір) у покрівлі.

Грубокластичні освіти поширені ширше, порівняно зі шліровими. Основне місце серед них займають піски (у м. Лінця, Мельк та ін.). Шлірові породи зустрічаються головним чином у занурених частинах прогину. Вони розкривалися глибокими свердловинами на ділянці Інфіртель, біля Вельсу та інших місцях. Літологічно це темно-сірі, сланцеві, бітумінозні глини з численними залишками риб'ячої луски. Свердловина у Чемеркунг Тальхайм, на південь від м. Вельса, шлірові породи зустріла на глибині 1198-1218 метрів. Вони виражені міцними пісковиками у покрівлі та темними глинами у підшві. Тут же в інтервалі глибин 1218–1270 м пройдено строкаті породи з наявністю великої кількості у вигляді включень зерен кварцу, які вважаються вже корою вивітрювання кристалічних порід фундаменту. Свердловина Брно-1 біля Мениця також під міоценовими породами розкрила олігоцені шлірові утворення.

Серед відкладів основи міоценового комплексу порід встановлена фауна: *Chlamys* (*Camptonectes textus* Phil., *Cyrena semistriata* De ch., *Cytherea* (*Meretrix*) cf. *subarata* Sandl., *Pectunculus obovatus* L a m., *P. latiradiatus* S and I. Ця фауна олігоцену (руппельському ярусу).

Зазначимо, що в західних районах Предальпійського прогину в основі міоценових порід в одних випадках залягають верхньооліго-цінові відкладення верхнього яса солонуватоводними опадами, так званими шарами мольдер.

Міоцен. Відкладення міоцену представлені бурдигальським, гельветським та тортонським ярусами.

Бурдигал. Опади бурдигальського віку відомі в районі Еггенбурга та Хорна (австрійська частина Зовнішньоальпійського басейну), біля Шатова та Хваловице (чехословацька частина Зовнішньоальпійського басейну) та біля Моравської Острави (гора Якловець). Між цими крайніми ділянками відкладення бурдигальського віку не оголюються, проте не виключається можливість їх наявності і на цій проміжній території. Тут відкладення, на думку дослідників, сховані під насувом флішевих порід Карпат та недоступні безпосередньо спостереженню.

Літологічно відкладення бурдигалу характеризуються значною фаціальною диференціацією. У районі Еггенбурга вони виражені глинистими мергелями та світлими грубозернистими пісками. Останні у Еггенбурга називаються верствами лігензанде, а біля Хорна - верствами лойберсдорфер. Ф. Шаффер (1943) визначив у них таку фауну: *Turritella cathedralis* У гоп g., *Mytilus neidinseri* Н о е г n, *Pectunculus fichteli* D es h., *Cardium kübecki* Han.

Над грубозернистими пісками залягають дрібнозернисті піски, шари гаудерндорф або теллінензанде з фауною: *Tellina* (*Peronea*) *planata* C hem n., *T.* (*Capsa*) *lacunosa* Heran., *Tapes* (*Callistotapes*) *vetulus* B as f., *T. bastero* Psammobia (*Psammotaea*) *labordei* B as f., *Macra buckeaudi* Def r., *Lutraria sauna* B as f., *Solen vagina* L., *Venus* (*Amiantis*) *islandicoides* L am., *Cardium* (*Ringicardium*) *hoerneusianum* G г a f., *Area* fi. та ін.

Вище дрібнозернистих пісків знову залягають грубозернисті піски та пісковики. Це звані еггенбургские верстви. Вони також багаті на макрофауну. Основними видами її є: *Ostrea lamellosa* В г с с., *Pecten hornensis* D e p. et R про m., *P. pseudobeudanti* D e p. et Rom., *Macrochlamys holgeri* G ei n. та ін.

На північний схід від Лінца поширені зеленувато-сірі дрібно- і середньозернисті піски з фосфоритами. У них знайдено фауну: *Pecten* (*Chlamys*) *seniensis* Lam., *P.* (*Chi.*) *gloriamaris* Dub., *P. hornensis* D e p. et Ro m., *P. pseudobeudanti* D e p. et Rom. Бурдигальські фосфоритонасні піски з прошарками світлих шлірових мергелів зустрінуті також біля Прамбахкірхен. Тут вони

залягають на олігоценових білих пісках та темних глинах.

Біля Шатова та Хваловиці утворення бурдигалу виражені світлими кварцовими грубозернистими пісками та конгломератами. Тайнал (1957) визначив у них наступну фауну: *Laevicardium* sp.

Усі розглянуті літологічні різниці порід за фауністичною характеристикою відносяться до нижнього бурдигалу.

Відкладення верхнього бурдигалу на всій території передгірного прогину Західних Карпат не встановлено. Одні дослідники вважають, що вони тут не відкладалися, інші вважають, що їхня седиментація відбувалася, але надалі вони були розмиті. Більш правильною є, певне, перша думка. На підтвердження її говорить хоча б те, що в межах західної частини Предальпійського прогину (австрійські моласи) верхньобурдигальські відкладення широко поширені і не мають слідів хоча б часткового розмиву. Вони тут представлені у фації шлірагалер і характеризуються, за Г. Бюргелем (1946), такою фауною: *Bathysiphon ciliformis* Lars., *Planulina wuellerstorfi* (Schw.), *Ammodiscus incertus* (Orb.) та ін.

Гельвет. Відкладення гельветського віку ширше поширені, ніж опади бурдигала. Вони виявлені в межах усієї території Зовнішньоальпійського басейну, в районі Моравської Острави та на території Польщі у Сілезії. Далі на схід до Перемишлянського перетину ці відкладення не встановлені. Польські геологи М. Ксенжкевич та Я. Самсонович (1956) припускають, що вони є на цій території прогину, але повсюдно перекриті потужними тортонськими опадами.

У межах Зовнішньоальпійського басейну седиментація відбувалася як нижньогельветських, і верхньогельветських осадів. Відкладення нижнього гельвету на повну свою потужність розкривалися глибокими свердловинами «Носислав 1» та «Носислав 2» на південь від Жидлоховиці. У їхній товщі виділяються в основному утворення морські і лише в покрівельній частині - солонуватоводні та лагунно-континентальні.

Морські седименти представлені фацією так званого оттанського шліру, вираженої щільною тонкослоїстою мергелистою глиною (майже аргіліт) з тонкими присипками піску на поверхні шарів і у фації воцкля-шліру, складеного сірими піщанистими, вапняними глинами з тонкими тонками. 1946). У цій серії

осадів, що досягає 40-50 м потужності, часто зустрічаються залишки кісток і луски риб. Мікрофауністично вони характеризуються наявністю *Robulus inornatus* (Orb.), *R. cf. articulatus* (RS), *R. melvilli* C us h. et R o n z., *Siphononodosaria ottnangensis* (Toula), *Eponides dutemplei* (Or b.), *Cibicides pseudoungerianus* (Cush.), *C. ankerianus* (Or b.), *Cibicides* div. sp. та інших видів. Вище за розрізом відбувається помітне зменшення кількості видів та повне зникнення роду *Robulus*; починає переважати солонуватоводна фауна: *Rotalia beccarii* (L.), *Cibicides boue-anus* (Orb.), *C. lobatulus* (W a l l k.-J a c p r o b.), *Cytheridea mülleri* (Münst.), *Bolivina ex. gr. dilatata* R s., *Nonion boueasnum* (Orb.), місцями великі *Quinqueloculina cf. gracilis* Karrer.

Вгору по розрізу солонуваті відкладення змінюються прісноводними, вираженими в основному пісками з лінзами сірих щільних глин. В оголеннях біля Брно та деяких інших місцях у цих відкладеннях встановлено дуже бідна прісноводна мікрофауна остракод. З макрофауни у них переважають *Pirenella tnoravica* (Hoern), *Cardium* sp. та *Congerina* sp. (І. Ціха, Я. Паулік, Ю. Тейкал, 1957).

На прісноводних глинах та пісках залягають рзегакієві (онкофорові) піски. Виходи їх на поверхню спостерігаються в районі Моравського Крумлова, вздовж південно-східного краю інтрузії Вербовіце-Немчички, біля Брно та на території цегельного заводу в Лишні, біля Брно. Фауністично вони охарактеризовані в основному видами *Rzehakia socialis* (R z e h a k) і *Cardium moravicum* R z e h a k.

Щодо природи прісноводних відкладень, у тому числі й онкофорових шарів, існують дві різні точки зору. Згідно з однією з них, яку захищає Т. Буда, ці відкладення розглядаються як утворення реліктових прісноводних озер, що виникли внаслідок морської регресії нижньогельветського часу. На думку інших, зокрема Чеховича, ці опади розглядаються як базисні утворення верхнього гельвету. Перша думка базується на тому, що спостерігається поступовий перехід від нижніх морських шарів нижнього гельвету до прісноводних верхніх шарів. У такій же послідовності, на думку Т. Будая, відбувається і зміна фації від типово морської до солонуватоводної і потім до прісноводної-онкофорової. На підтвердження цієї думки наводиться і те, що онкофорові шари ніде фаціально не замінюють шари верхнього гельвету. За поданням В. Чеховича,

верхньогельветська морська трансгресія поширювалася досить повільно; через це на периферійних ділянках утворювалися прісноводні лагуни, у яких відбувалося накопичення щільних прісноводних глин і пісків.

Ми вважаємо думку Т. Будучи більш обґрунтованою. Крім наведених його аргументів, вкажемо ще те що, що онкофоровими шарами закінчується морський цикл седиментації міоценових відкладень у межах західної частини Предальпійського прогину. Верхньогельветських відкладень, які йшли б над онкофоровими пісками, як це відбувається у Зовнішньоальпійському басейні, на цій території немає, а отже, їх не можна розглядати як базисні утворення. Якщо звернемося до південно-західного закінчення Російської платформи, де також поширені онкофорові шари, то й тут вони відносяться до осадів нижнього гельвету (Л. Н. Кудрін, 1954). Отже, правильно було б вважати, що рзегакієвими пісками у Зовнішньоальпійському басейні закінчується нижньогельветський цикл седиментації.

На початку верхнього гельвету знову встановлюється морський режим седиментації. У низах верхнього гельвету накопичуються мергелісті глини з тонкими прошарками кварцових, глинистих пісків, з одного боку, та шлірові опади з багатою мікрофауною, з іншого. В останніх число виявлених видів форамініферу в даний час досягає більше двохсот. На відміну від морських відкладень нижнього гельвету, у цих відкладеннях особливо поширені *Uvigerina parkeri* Каг. та *Uv. bononiensis* Compressa 3 us h. Крім них, широко розвинені види з роду *Robulus*, особливо *Robulus cultratus* Mont., *R. inornatus* (Or b.) та *R. clericii* (Farnasini).

На території Польщі гельветські відкладення вивчені дуже слабо. Відомо лише, що морські відкладення цього віку поширюються у Сілезії, де відбувається поєднання їх із гельветськими відкладами Моравської Острави. Тут вони залягають безпосередньо на породах кам'яновугільної системи та представлені переважно глинами. У Цешинській Сілезії відкладення гельвету виражені мергелістими сланцями, які відокремлюються від відкладень карбону кварцовими пісковиками та конгломератами, які називаються дембовецькими шарами.

Тортон. Наприкінці гельвета, так само як і перед ним, відбулися тектонічні зрушення (штирійська фаза), що зумовили трансгресивне залягання комплексу порід тортону на різних віком, що підстиляють їх утвореннях. У багатьох місцях в основі тортонських відкладень залягають галечники, які розглядаються як річкові наноси, що утворилися між верхнім гельветом та нижнім тортовим. Утворення тортонського часу поділяються на нижньо- та верхньотортонські.

Нижньотортонські утворення розвинені в основному в межах Зовнішньоальпійського басейну. Вони представлені в нижній своїй частині крупнозернистими косослоїстими пісками, іменованими брянськими, і вище за розрізом - піщаними, вапняними, сланцюватими глинами і теглями (вапняні, неслоїсті, жирні глини) з прошарками пісків. Серед товщі цих відкладень часто трапляються прошарки ріолітових туфів.

Брянські піски за своєю природою є базальними утвореннями нижньотортонської морської трансгресії. У багатьох місцях вони залягають безпосередньо на кристалічних породах Чеського масиву або на нижньогельветських прісноводних шарах. Про їх нижньо-тортонський вік свідчать, з одного боку, включення глин верхньогельветського шліру, з іншого – рясна мікрофауна (до 80 видів), серед якої дуже часто зустрічається *Vaginulina legumen* (L.). У глинистих різницях, ув'язнених у пісках, часто зустрічаються *Planulina antillea* Vasi z ek, *Pl. denata* (Karr.), *Robulus echinatus* (Orb.). Загальна потужність нижньотортонських відкладень становить близько 700 м.

До кінця нижнього тортону відбувається відступ моря. Продуктами регресії є піски та звані литавські вапняки. Ці утворення характеризуються лагенідовою мікрофауною. Головними представниками її є *Uvigerina macrocarinata* Papp et Turnovsky, *UV. cf. acuminata* Hosius та різноманітність видів з роду *Robulus*.

Регресія, що мала місце наприкінці нижнього тортону, завершує морський режим седиментації відкладень міоцену західної частини передгірного прогину Західних Карпат. На всій чехословацькій території прогину та за її межами у Зовнішньоальпійському басейні молодших ніж нижньотортонські морські відкладення немає.

Верхньотортонські морські утворення поширені лише на схід від Острави, на

території Польщі, де вони, швидше за все, пов'язані з утвореннями того ж віку передгірного прогину Східних Карпат.

На території Польщі відкладення верхнього тортону дуже поширені. На думку польських геологів, верхньотортонська трансгресія була більшою за гельветську і заливала не лише територію прогину, а й схили Сілезько-Краківського височини, Келецько-Сandomирських гір та Карпат.

Відкладення нижнього тортону в передгірному прогині (біля Жор) представлені глинами з малопотужними пропластками пісковиків. У верхній частині розрізу нерідко фіксуються прошарки лігніту та прісноводних вапняків. Далі над глинами залягає пачка порід, складена гіпсами та солями. Це, за поданням польських геологів, продукти регресії нижньотортонського моря.

У Краківському районі відкладення нижньотортонського часу виражені мерелями, мергелистими глинами та пісками. У верхній частині глини містять гіпси (біля Лагівники та Свошовіце). На схід від Кракова, на південному схилі Келецько-Сandomирських гір також відзначається повний розріз порід нижнього тортону. Тут ці породи залягають на континентальних утвореннях гельвету і крейдяних, юрських і навіть палеозойських утвореннях. Наявність великих виходів літотамнієвих вапняків на цій території дозволило М. Ксенжкевичу та Я. Самсоновичу (1956) розчленувати нижній тортон на три товщі: підлітотамнієву, літотамнієву та надлітотамнієву.

Підлітотамнієва товща складається з пісків, мергелів і глин, що містять багату фауну молюсків. Літотамнієві вапняки, іменовані літотавськими, в основному детритусового характеру і складаються з уламків літотамній та мшанок. Надлітотамнієві шари представлені переважно пісками та піщанистими мерелями з фауною пеліципод (головним чином *Chlamys serissa* Favre). На південь ця товща стає більш глинистою. Враховуючи те, що надлітотамнієві відкладення залягають на розмитій поверхні літотамнієвих вапняків, допускається наявність перерви в осадонакопиченні між цими товщами. Вище шарів з пеліциподами залягають гіпси з глинами, мерелями та загіпсованими вапняками з тонким мергельним прошарком у основі, що містить *Nodiola hoerness* Reuss та *Erviua pussila* Phill. Гіпсовим горизонтом, на думку польських

геологів, завершується розріз нижньотортонських відкладень.

У межах північного карпатського схилу тортонські освіти вивчені на околицях Велічки та Бохнії. Тут вони відомі під назвою ходійницьких шарів, що характеризуються сіллю та гіпсами у нижній частині розрізу та сланцями з туффітами та гіпсом – у верхній. Солоносні відкладення Велічки на підставі фауністичних даних зіставляються з надлітотамнієвою товщею північної частини прогину. На захід від Бохнії нижньотортонські утвори виражені глинистими породами без солі.

Верхньотортонські відкладення в цій частині прогину залягають вище за шари з гіпсом. У Сілезії біля Жор вони представлені глинами, що залягають над соленосно-гіпсовою товщею. Поблизу Кракова утворення цього віку виражені стрічковими глинами, що лежать на гіпсах. На південному схилі Келецько-Сандомирських гір вони представлені вапняками та глинами з Синдемія. У центральній частині прогину верхньотортонські опади характеризуються краковецькими глинами. У районі Велічки відкладення цього віку залягають на дислокованих ходійницьких шарах нижнього тортону, які тут називають богуцицькими шарами. Останні виражені пісками та конгломератами, що переходять вище по розрізу в глини, іменовані грабовецькими. На інших ділянках північного схилу Карпат породи, що належать до верхнього тортону, виражені переважно глинистими утвореннями.

Вище верхньотортонських утворень залягають бугловські верстви. Вони розглядаються польськими геологами як утворення нової трансгресії, що поширилася, подібно до верхньотортонської, зі сходу. З цією трансгресією пов'язується поява сарматської фауни, яка змішалася з тортонською фауною, що збереглася в затоках верхньотортонського моря. Літологічно утворення цього часу на південних схилах Келецько-Сандомирських гір виражені пісками та галечниками, а в центральних частинах прогину – краковецькими глинами.

Після бугловського часу у зв'язку з підняттям Карпат відбувається відступ моря від напрямку прогину в напрямку на північ і північний схід. місцях – глинами. Породи молодші за нижній сармат на всій території прогину не зустрічаються.

ФАЦІАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА УМОВИ ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ

Фаціальний аналіз стратиграфічного розрізу Передгірного прогину Західних Карпат дозволяє глибше зрозуміти умови формування різних осадових комплексів, реконструювати палеогеографічну обстановку та виділити закономірності у розподілі порід, сприятливих для накопичення корисних копалин, насамперед нафти та газу.

Загальна характеристика фацій

Фації у межах прогину надзвичайно різноманітні і змінюються як у вертикалі (часу), і по латералі (просторі), відбиваючи еволюцію обстановок від глибоководних морських до континентальних. Основні типи фацій включають:

Глибоководні флішеві фації – палеогенові та частково крейдові турбідитні відкладення, складені пісковиками, алевролітами та аргілітами. Пов'язані з підводними потоками в басейні, що швидко прогинається.

Шельфові морські фації – характерні для юри та крейди. Представлені мергелями, вапняками та глинистими опадами, утвореними в мілководних морях з активною життєдіяльністю морської фауни.

Лагунно-дельтові фації – неогенові відкладення, що містять пісковики, що перемежуються, алевроліти, буровугільні лінзи. Свідчать про перехідну обстановку між сушею та морем.

Континентальні алювіальні та болотні фації – неоген та четвертинні відкладення, що накопичувалися в умовах річок, заплав, озер та заболочених територій.

Еволюція умов опадонакопичення

Палеозою:

Переважали морські фації (у девоні та карбоні) з чергуванням мілководних та глибоководних обстановок. На пізніх етапах – формування боліт та лагун, поява теригенного матеріалу з континентальних джерел.

Мезозою:

У тріасі – континентальні та лагунні фації в умовах аридного клімату. У Юре - стійка шельфова морська обстановка. У міліні – поступове поглиблення

моря та розширення області карбонатного та глинистого осадконакопичення.

Кайнозою:

У палеогені – домінування флішевих осадів, що свідчать про прогин та активну тектоніку. У неогені – перехід до платформного типу опади накопичення з формуванням дельт, озер, боліт. У четвертинний час – різкий вплив кліматичних циклів, чергування льодовикових та міжльодовикових фацій.

Латеральна мінливість

Фаціальна мозаїка особливо яскраво виражена у неогенових відкладах: у центральній частині прогину зустрічаються фації дельтових пісковиків, тоді як ближче до Карпатського фронту – грубіші галечниково-конгломератові товщі – переважають глинисті та болотні відкладення.

Така фаціальна неоднорідність має важливе прикладне значення:

- вона впливає на розподіл колекторів нафти та газу,
- визначає проникність пластів,
- створює умови для утворення пасток вуглеводнів.

ЗНАЧЕННЯ СТРАТИГРАФІЇ ДЛЯ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ РЕГІОНУ

Передгірний прогин Західних Карпат є одним з найважливіших нафтогазоносних регіонів України та суміжних країн (Польща, Словаччина). Глибоке осадове чохла, різноманітні за віком та літології породи, а також сприятливі структурно-фаціальні умови сприяли формуванню потужних нафтогазоносних комплексів, пов'язаних переважно з кайнозойськими та частково мезозойськими відкладеннями. Стратиграфічні особливості відіграють ключову роль у виявленні потенційних пасток, прогнозуванні колекторів та визначенні генераційно-аккумуляційних зон.

Основні нафтогазоносні горизонти

Найбільш продуктивними в межах прогину є такі стратиграфічні комплекси:

- Палеогенові флішеві відкладення (турбідитні пісковики та алевrolіти), які мають хороші колекторські властивості за наявності структурних та

стратиграфічних пасток. Поклади пов'язані з антикліналями та скидними пастками.

- Неогенові моласові відкладення, зокрема міоценові пісковики, часто є пористими і проникними колекторами. Часто нафта і газ накопичуються в лінзовидних прошарках, перекритих глинистими та карбонатними покришками.
- Крейдяні та юрські вапняки та пісковики, що містять залишки органіки та здатні виконувати як функції колекторів, так і материнських порід у певних умовах.

Колектори та покришки

Колектори в прогині представлені в основному теригенними піщано-алевритовими породами, що мають:

- достатньою пористістю (10-25%),
- гарною проникністю,
- стійкими покришками (глини, мергелі, карбонатні щільні породи).

Глинисті флішеві покришки палеогену та глини неогену забезпечують герметизацію покладів та запобігають міграції вуглеводнів.

Нафтоматеринські породи

У регіоні визначено потенційні нафтоматеринські товщі:

- Органогенні глини та сланці палеогену,
- Дрібноводні морські та лагунні опади юри та крейди, що містять високі концентрації керогену.

Можливості генерації нафти та газу підтверджені геохімічними дослідженнями – високим вмістом органічного вуглецю (ТОС), типом керогену II та III, а також показниками вітринітового відбиття.

Типи пасток

Основні типи пасток, контрольовані стратиграфією:

- Стратиграфічні виклинювання пісковиків у межах глинистих товщ,
- Фаціальні переходи між проникними та непроникними фаціями,

- Тектонічні та антиклінальні структури, створені в ході кайнозойської деформації,
- Літологічні лінзи та каналні комплекси флішевих осадів.

Перспективи

Сучасні методи стратиграфії (високоточна кореляція, сеймостратиграфія, біостратиграфія, геохімія) дозволяють значно підвищити ефективність пошуково-розвідувальних робіт. Використання комплексного стратиграфічного аналізу дає можливість:

- прогнозувати нові поклади в маловивчених інтервалах,
- оптимізувати буріння,
- уточнювати ресурсні оцінки.

2.2. ТЕКТОНІКА

Геотектонічне становище регіону

Передгірський прогин Західних Карпат – це один із найбільш значущих геоструктурних елементів східної частини Центральної Європи. Його формування та поточна будова безпосередньо пов'язані з глобальними геодинамічними процесами, що відбувалися в рамках Альпійського орогенезу та зіткнення мікроплит, що сформувало Карпатську складчасту дугу. Розташований між активно деформованою зоною Карпатського орогену та стабільною Східно-Європейською платформою, прогин є типовим форландовим басейном – осадовою структурою, що розвивається перед фронтом орогену під дією навантаження надвигово-складчастого поясу.

Географічне та структурне положення

Географічно прогин простягається у формі дуги вздовж східного та північно-східного підніжжя Західних Карпат. Його довжина – понад 300 км, ширина – від 30 до 80 км, залежно від зони. Прогин охоплює територію України (Львівська, Івано-Франківська, частково Тернопільська та Чернівецька області), а також південно-східну Польщу та північно-східну Словаччину.

Тектонічно прогин обмежений:

- із заходу – системою насувів фронтальної зони Карпат (Прикордонний, Кросненський, Стрийський та ін.), де він входить під складчасто-насувну структуру орогену;
- зі сходу – крайовим розломом Східноєвропейської платформи, яким кристалічний фундамент платформи залягає порівняно неглибоко і піднімається на схід;
- по вертикалі – осадовий чохол прогину перекриває стародавній фундамент, що занурюється у західному напрямку під Карпати.

Геотектонічна природа

З погляду геотектонічної класифікації, Передгірний прогин є:

- форландовим (передовим) прогином, що сформувалися на краю континентальної платформи у відповідь на тектонічне тиск з боку орогену, що росте;
- частиною зовнішньої зони Карпатської складчастої системи;
- важливим елементом Альпійсько-Карпатсько-Динаридського тектонічного поясу.

У період пізньої крейди – палеогену регіон почав прогинатися у відповідь просування карпатського надвигового фронту. Прогинання супроводжувалося інтенсивним опадом накопиченням: спочатку морським (фліш), потім моласовим (дельти, алювій), що відображає поступовий перехід до платформного режиму опадонакопичення.

Особливості геодинамічного стану

Прогин сформувався за умов:

- колізійного стиснення, викликаного зіткненням мікроплити Адарії зі Східноєвропейською платформою;
- субдукції океанічної кори нео-тетіса під Карпато-Паннонський регіон;
- накопичення тектонічного навантаження, що передається від зони складчастості і викликає згин платформного краю.

Це призвело до формування асиметричної синкліналі, що містить потужну товщу осадових товщ, з найбільшим прогинанням у західній частині, ближче до фронту Карпат. Внаслідок активної тектоніки в межах прогину спостерігаються:

- висока потужність осадових товщ (до 10-12 км);
- складна система насувів, скидів та флексур;
- активні вертикальні рухи, зафіксовані геодезично та сейсмічно.

Зв'язок з іншими тектонічними структурами

Зі Східно-Європейською платформою прогин пов'язаний через зону передплатформеного підняття та крайового розлому. Тут він стикається з докембрійським фундаментом і платформними відкладеннями, що вміщують менш потужний чохол.

З Карпатським орогеном прогин взаємодіє через фронтальну зону насувів,

під яку він частково підсунутий. У цьому районі формується так звана зона субкарпатських покривів, де опади прогину беруть участь у складчастій деформації.

Сучасне геотектонічне значення

Сьогодні Передгірний прогин є:

- активну тектонічну одиницю, що відчуває вертикальні та горизонтальні рухи;
- геодинамічно напружену зону, де фіксуються локальні землетруси;
- зону осадонакопичення, де продовжується формування четвертинних відкладень;
- перехідну область, яка служить індикатором процесів взаємодії платформи та орогену.

Таким чином, геотектонічний стан Передгірного прогину робить його ключовим елементом для розуміння геологічної еволюції регіону, оцінювання ресурсного потенціалу та прогнозування геологічних ризиків.

Історія тектонічних досліджень прогину

Тектонічні дослідження Передгірного прогину Західних Карпат пройшли довгий шлях – від ранніх спостережень до створення складних цифрових геомodelей. Розвиток наукових уявлень про структуру та еволюцію прогину відбувався паралельно з розвитком геологічних наук, особливо стратиграфії, структурної геології, тектонофізики та геофізики. Історія вивчення прогину може бути умовно поділена на чотири ключові етапи.

Натурно-описовий етап (кінець XVIII – XIX століття)

Перші геологічні дослідження регіону проводилися австрійськими та угорськими геологами, оскільки значна частина території сучасних Західної України, Словаччини та Польщі входила до складу Австро-Угорської імперії. Дослідження мали переважно мінералогічний та картографічний характер, а тектоніка розглядалася лише фрагментарно.

Ключові особливості цього етапу:

- акцент на опис літологічного складу та оголень;

- збір палеонтологічних та стратиграфічних даних;
- відсутність чітких уявлень про тектонічну будову регіону.

Проте вже наприкінці XIX століття у працях таких вчених, як Е. Зюсс та А. Лапарент, з'явилася концепція прогинів та складчастих систем, що стало передвісником теорії геосинкліналів. З'явилися перші карти Карпат та сусідніх структур, на яких намічалися зони тектонічних порушень.

Геосинклінальний етап (кінець XIX – 1960-ті роки)

З початком XX століття і до середини XX століття переважала теорія геосинклінальної будови земної кори, в рамках якої Карпати та Передгірний прогин розглядалися як частина складчастої системи, що розвивалася у межах великої геосинклінальної зони.

Основні досягнення цього періоду:

- виділення зон складчастості, прогинання, насувів та покривів;
- перші стратиграфо-тектонічні кореляції розрізів;
- картографування великих структурних елементів (наприклад, Карпатського насувного фронту та зони флексур у прогині);
- початкові спроби класифікації складок та скидів.

Серйозні дослідження велися у Польщі та Словаччині, а з 1930-х років – і в Україні. Геологи дійшли висновку про те, що Передгірний прогин має вторинне походження, пов'язане з деформацією платформного краю під вагою Карпат, що насуваються.

Покровно-насувна парадигма (1970-1990-і роки)

У 1970-80-ті роки на зміну геосинклінальної теорії прийшли уявлення про тектоніку плит. Це кардинально змінило підхід до вивчення Карпат та прилеглих структур.

Ключові наукові віхи:

- виділення покривних систем (зокрема, Карпатського покриву), що переміщуються у напрямку платформи;
- розвиток уявлень про роль фронтальних насувів та занурення осадового чохла під Карпати;

- буріння глибинних та надглибоких свердловин, що дозволило реконструювати внутрішню будову прогину;
- застосування сейморозвідки (у тому числі МОГТ) та створення перших геодинамічних моделей регіону.

Радянськими геологами (Інститут геологічних наук НАН України, ВНІГРІ, ГГРУ) було розроблено схеми тектонічного районування прогину, встановлено стадії його розвитку (від флішевої до моласової), обґрунтовано його роль у нафтогазоносності регіону.

Сучасний етап (1990-ті – XXI століття)

В епоху цифровізації та міжнародного співробітництва, вивчення Передгірного прогину вийшло на новий рівень. Основна увага приділяється комплексним геодинамічним моделям, цифровому 3D-моделюванню, інтеграції геофізичних, геохімічних, стратиграфічних та палеогеографічних даних.

Сучасні напрямки досліджень:

- участь у проектах CELEBRATION 2000, PANCARDI, AlpArray – міжнародних ініціатив з вивчення глибинної структури Карпатсько-Паннонського регіону;
- створення 2D та 3D геомodelей (Petrel, GeoModeller), включаючи реконструкції підкарпатського насуву;
- GPS-моніторинг сучасних тектонічних рухів (наприклад, мережа CEGRN);
- застосування методів сеймоstrатиграфії, інверсії гравітаційних та магнітних даних;
- вивчення неотектоніки, сейсмічної активності та ризику зсувів.

Додатково вивчаються взаємодії між тектонічними елементами в умовах сучасної деформації літосфери, включаючи механізми передачі напруги від орогену до платформи, роль розломів у міграції флюїдів та формуванні пасток.

Історія вивчення тектоніки Передгірського прогину показує еволюцію наукових поглядів – від геосинкліналей та складок до плитової тектоніки та форландових моделей. Сьогодні прогин розглядається як ключова ланка в системі ороген-платформа, яка активно деформується та зберігає геодинамічну

активність.

Його вивчення продовжує залишатися актуальним – як з погляду фундаментальної геології, і у зв'язку з практичними завданнями – пошуком вуглеводнів, забезпеченням інженерної безпеки та прогнозом геологічних ризиків.

Тектоніка

У тектонічному плані передгірний прогин Західних Карпат вивчений далеко не досить. Це пояснюється насамперед малим обсягом бурових і геофізичних робіт, що проводилися тут, а також тим, що значна частина прогину перекрита насувом флішевих порід Карпат і важко піддається вивченню.

При сучасному рівні знань можна говорити про те, що моласові утворення прогину вздовж краю Чеського масиву часто перетинаються диз'юнктивними порушеннями та по них опускаються до центру прогину. Таке порушення, наприклад, встановлено в межах Зовнішньоальпійського басейну, де воно простягається на відстані близько 60 км. від Тульня на південному заході через Галлабрун, Майльберг і далі на північний схід. Подібного типу порушення, що відокремлюють глибшу частину прогину від північних масивів, виділяються також на польській частині прогину в басейні верхньої Вісли (Завіхвіст-Курдванов та ін.).

Уздовж південної частини прогину на всій його протязі спостерігається насув флішевих Карпат на моласові відкладення прогину. Величина насуву не скрізь однакова: на одних ділянках вона більша, на інших – менша. Так, наприклад, на захід від р. Морави палеогеновий жданицький фліш насунутий на породи верхнього гелвету прогину всього на відстань 3-4 км. На схід від цієї річки насув флішевих порід Підсилезько-Жданицької підзони Карпат вже на відкладах нижнього тортону становить 12–14 км. Далі на північний схід насув зменшується. Біля Моравської Острави та в Цешинській Сілезії нижньотортонські моласові утворення прогину зазнають занурення, і насув флішевих порід збільшується, а потім, далі на схід, знову відносно зменшується.

В області Зовнішньоальпійського басейну, між перетинами по р. Дунаю на

південному заході і Моравським Крумлов на північному сході, тектонічна межа між флішем і моласами хіба що стирається. Кордон між цими басейнами трасується лише юрськими скелями та відрогами флішевих зон Карпат (Жданицький Ліс) і Альп (Вашберг).

Зазначене поперечне занурення флішевих зон Карпат відбувалося лініями поперечних регіональних розривів, які, мабуть, порушують не тільки зони флішу, що опустилися, але й моласові відкладення Зовнішньоальпійського та Віденського басейнів. Серед таких розривів Л. Кобер (1947) виділяє, зокрема, розрив, що проходить вздовж нар. Дунаю. Нами допускається існування такого ж регіонального розриву на північному сході Зовнішньоальпійського та Віденського басейнів, названого за місцем його максимального розвитку Мюльберзьким (Г. Н. Доленко, 1958). Цей розрив відокремлює фліш Жданицького Лісу від зони юрських стрімчаків і поширюється всередину Віденського басейну, де проходить на північ від Мюльберга на австрійській території і далі на південний схід на території Чехословаччини з'єднується з Фарським розривом. Допускається можливість поширення його також у межах Зовнішньоальпійського басейну до Чеського масиву. Тут він, мабуть, відокремлює центральну, найбільш широку частину басейну від північно-східної, вузької.

У відношенні тектонічної будови безпосередньо міоценових порід передгірного прогину можна відзначити наступне. На північному борту прогину вони залягають горизонтально або майже горизонтально. Буріння, проведене в районі між Славковим і Вишковим (північно-східніше Брно), дозволяє до певної міри зону передгірного прогину підрозділити на дві підзони: північно-західну, виконану тортонськими відкладами, і південно-східну, складену в основному породами гелвету. На породах тортона лежать утворення девону і карбону.

Судячи з особливостей будови вивченого передгірного прогину Східних Карпат, можна зробити припущення про те, що розподіл передгірного прогину Західних Карпат на дві підзони відбувається не тільки на перетині Славків-Вишків, а на всій його протязі: від Дунаю на південному заході до Сану на

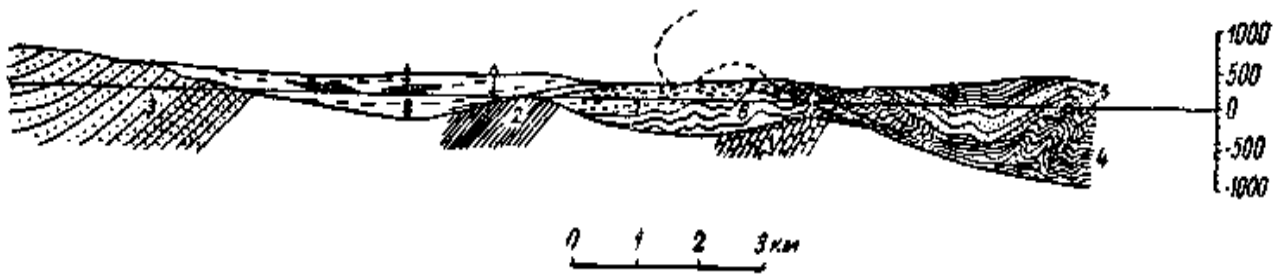


Рис. Поперечний геологічний профіль через передгірний прогин Західних Карпат у районі Славків – Вишків (за М. Длабачом).

1 – девон; 2 – карбон (сланці); 3 – карбон (пісковики); 4 – фліш (німецькі шари);
5 – фліш (жданицькі пісковики); 6 – нерозчленований палеоген; 7 – гельвет;
8 – тортон.

північному сході. Такий підрозділ має ґрунтуватися на тому, що внутрішня, більш прогнута зона розвивалася на геосинклінальній палеогеновій основі, а зовнішня, менш прогнута утворилася на жорсткому мезо-палеозойському фундаменті. У будові внутрішньої зони беруть участь нижньоміоценові відкладення бурдигалу, гельвету та частково нижнього тортону. У зовнішній зоні (на окремих її ділянках) поширені переважно нижньотортонські, верхньотортонські та нижньосарматські опади.

У межах польської території геофізичними методами було встановлено, що між річками Віслою та Саном у центральній частині прогину існує підняття. Такого ж характеру підняття виділяється в районі Мельця та між Пшеворськом та Ярославом. Ці підняття польські геологи розглядають як успадковані фундаментом прогину, складеного тут юрськими породами. Останні біля Мельця та Тарнува розкриті глибокими свердловинами на глибині близько 700 м.

Характерно, що тортонські відкладення на території Польщі частково залягають під насунутим флішем, частково – над ним. Підфлішевий тортон дислокований більше, ніж надфлішевий. Виходячи з цього, а також на підставі того, що найбільш верхні шари тортону (богуцицькі піски і грабовецькі глини) залягають трансгресивно і на фліші і на дислокованих породах нижнього тортону, М. Ксенжкевич і Л. Самсонович (1956) вважають, що складні рухи середнім тортоном.

Сучасні уявлення про формування прогину

Формування Передгірного прогину Західних Карпат – результат складних взаємодій між орогенними та платформними областями, що відбувалися протягом пізнього мезозою та кайнозою. Сьогодні більшість дослідників згодні у цьому, що прогин сформувався як форландовий басейн, що розвивається перед фронтом Карпатського складчастого пояса за умов альпійської тектоніки. При цьому основними механізмами його утворення є субдукція, насувоутворення, прогинання літосфери та акреція террейнів.

Теорія форландового прогину

Згідно з сучасними тектонічними моделями, Передгірний прогин являє собою класичний форландовий прогин, формування якого обумовлено навантаженням орогену на крайову частину платформи. Тиск Карпатського насувного комплексу викликає:

- вигин літосфери платформи,
- її повільне прогинання,
- подальше накопичення потужного осадового чохла.

Такий механізм характерний для взаємодії континентальних плит у зонах стиснення і можна порівняти з аналогічними структурами перед Альпами, Гімалаями, Андами.

Геодинамічні умови

Формування прогину відбувалося у контексті альпійської тектонічної еволюції регіону:

- субдукція океанічної кори нео-Тетісу під Карпато-Апеннінський мікропояс,
- зіткнення Адріатичної та Східно-Європейської плит,
- розвиток покривної тектоніки та фронтального насуву.

На платформному краю під впливом цих процесів розвинулася:

- зона активного прогинання (з кінця крейдового періоду),
- накопичення флішевих осадів (палеоген),
- зміна на моласову седиментацію (міоцен),

- розвиток сучасної неотектоніки (четвертинний час).

Отже, формування прогину супроводжувалося як вертикальними рухами, а й горизонтальним переміщенням плит.

Моделі механізму прогинання

Розрізняють кілька моделей, що пояснюють механізм прогинання літосфери:

А) модель навантаження (flexural model)

Припускає, що маса насуву та складчастого орогену створює згинальне навантаження на крайову частину платформи. У відповідь платформа прогинається, формуючи осадовий басейн. Розрахунки показують, що товщина літосфери та ритм деформацій визначають глибину та ширину прогину.

Б) Тектонотермічна модель

Враховує додатковий внесок теплових процесів:

- збільшення температур при субдукції,
- підвищення пластичності нижньої кори,
- полегшення прогинання та розтікання астеносфери під областю прогину.

В) Пасивна прогинна модель

Має на увазі, що прогин виникає не так під дією зовнішнього тиску, як результат гравітаційного сповзання надвигових мас і акумуляції осадів у відповідь на просідання фундаменту.

Роль опадонакопичення

Істотний внесок у формування прогину зіграло масивне опадонакопичення:

- у флішеву стадію (турбідити, глибоководні пісковики та глини),
- у моласову стадію (континентальні пісковики, гравеліти, глини).

Накопичення осадів сприяло подальшому прогинання платформного краю – механізм позитивного зворотного зв'язку, коли опади посилюють деформацію, а деформація збільшує місткість басейну.

Стадії розвитку прогину

Дослідники виділяють кілька основних етапів формування:

- Підготовчий етап (пізня крейда) – початок субдукції, слабе прогинання, початкова трансгресія.
- Флішевий етап (палеоцен – олігоцен) – активне прогинання, швидке осадонакопичення, формування глибоководного басейну.
- Моласовий етап (міоцен) – зменшення морської трансгресії, поява дельтових та континентальних осадів, стабілізація геодинаміки.
- Неотектонічний етап (пліоцен – четвертинний час) – підняття та розчленування прогину, формування сучасного рельєфу, активізація розломів та мікросейсміки.

Регіональні аналогії

Механізм формування Передгірного прогину можна порівняти з аналогічними структурами:

- Паданським прогином (Італія),
- Араканським форландом (М'янма),
- Фронтальний басейн Анд (Південна Америка),
- Форландовим прогином перед Гімалаями.

Ці аналогії дозволяють використовувати глобальні моделі для передбачення поведінки передкарпатської зони у майбутньому.

Сучасні уявлення про формування Передгірного прогину ґрунтуються на концепції форландового басейну, що розвивається під впливом фронтального насувного навантаження та субдукції. Прогин сформувався за умов альпійської колізії як реакція літосфери на інтенсивну тектонічну активність та масообмін. Його розвиток відображає еволюцію всього Карпатського регіону та продовжує активно формуватися під впливом неотектонічних процесів.

Етапи тектонічної еволюції прогину

Тектонічна еволюція Передгірського прогину Західних Карпат – це результат взаємодії регіональних та глобальних геодинамічних процесів, що охоплюють значний проміжок геологічного часу: від пізньої крейди до четвертинного періоду. Кожен етап формування прогину пов'язаний з певним

типом деформацій, умовами накопичення осадів і характером геодинамічної обстановки. В цілому, розвиток прогину можна розділити на чотири великі етапи.

Етап I: Прогинання платформного краю (пізня крейда)

На межі крейдяного та палеогенового часу відбуваються перші ознаки крайового прогинання у відповідь на наближення Карпатського орогену. У цей період:

- починається тектонічне просідання крайової частини Східноєвропейської платформи;
- в зоні, що прогинається, формуються мілководні морські умови, відбуваються трансгресії;
- відкладаються карбонатно-глинисті опади (мергелі, вапняки), характерні для шельфового середовища.

Цей час розглядається як протофаза формування форландового прогину - ще без вираженої складчастості, але вже з накопиченням осадів в зоні майбутнього прогину.

Етап II: Флішевий басейн (палеоцен – олігоцен)

Це основний етап прогинання та накопичення осадів. Під дією фронтального насувного навантаження Карпат:

- формується глибоководний флішевий басейн,
- в умовах турбідитної седиментації відкладаються потужні товщі флішу - пісковики, алевроліти, глини з ознаками глибинного морського осадконакопичення;
- опади надходять з фронту орогену, що росте, їх потужність досягає 3-6 км.

Тектонічно це період активного прогинання платформного краю, що супроводжується інтенсифікацією деформацій. Формуються перші флексури, насуви, шаруватість та складчастість в осадових комплексах.

Етап III: Моласова фаза (міоцен)

З поступовим вичерпанням фронтальної тектонічної активності та вирівнюванням рельєфу починається фаза моласового осадконакопичення. Особливості етапу:

- переходить до континентального та лагунного типу осадконакопичення;
- формуються дельтові, алювіальні, болотяні фації;
- опади представлені пісковиками, гравелітами, глинами, бурим вугіллям;

Геодинамічно починається стабілізація фронту насуву, але ще фіксуються локальні тектонічні руху.

Моласова фаза знаменує перехід від активного орогенного навантаження до поступового заповнення прогину осадками та загасання інтенсивних деформацій.

Етап IV: Неотектоніка та сучасна активність (пліоцен – четвертинний час)

Заключний етап еволюції прогину пов'язаний із:

- активізацією вертикальних рухів,
- локальним підняттям крайової зони,
- сейсмічною активністю вздовж насувів та скидів,
- виникненням зсувів та тріщинуватості в зоні розломів.

У цей час відбуваються:

- накопичення алювіальних, льодовикових та пролювіальних відкладень;
- формування сучасного ерозійного розчленування рельєфу;
- розвиток сучасних деформацій земної кори, зафіксованих GPS-спостереженнями та сейсмологічними станціями.

Етап характеризується переходом від тектонічної стиснення до локального розтягування та підняття, що проявляється у диференційованій блоковій тектоніці та сучасній морфоструктурі.

Етапи тектонічної еволюції Передгірського прогину Західних Карпат ілюструють типовий шлях формування форландових структур: від пасивного прогинання – до інтенсивної фронтальної деформації, осадконакопичення та подальшого тектонічного згасання. Однак, незважаючи на це, регіон залишається геодинамічно активним і продовжує розвиватися, включаючи сучасні деформації, зсуви та мікросейсміку.

Зв'язок тектоніки з осадонакопиченням

Тектонічні процеси відіграють визначальну роль у формуванні умов накопичення осадів у межах Передгірського прогину Західних Карпат. Починаючи з пізньої крейди і аж до четвертинного часу зміни геодинамічної обстановки, руху земної кори, утворення насувів і розломів безпосередньо впливали на потужність, склад, фаціальну мінливість і розподіл осадів в регіоні.

Взаємозв'язок між тектонікою та седиментацією у прогині можна розглядати у контексті трьох ключових аспектів:

- Контроль тектоніки над просторовим розподілом осадів,
- Вплив деформацій на швидкість та стиль седиментації,
- Залежність фаціальної диференціації від блокової тектоніки та прогинання.

Тектоніка як фактор осадового режиму

Формування форландового прогину як геологічного об'єкта – це реакція літосфери на тектонічне тиск, коли створюється простір для накопичення осадів. У цьому контексті:

- інтенсивність прогинання безпосередньо визначає місткість седиментаційного басейну;
- тектонічні зрушення створюють локальні субсиденції, які заповнюються опадами швидше;
- підняття крайових зон призводить до ерозії та джерела теригенного матеріалу, що потрапляє у прогин.

Таким чином, тектонічна активність визначає як обсяг, так і склад осадів, що надходять.

Фаціальна диференціація під впливом тектоніки

Через нерівномірне прогинання та диференційованих рухів земної кори, осадові фації варіюються в межах коротких відстаней. Це проявляється у:

- чергуванні глибоководних та мілководних фацій у межах однієї формації;
- формуванні лінзовидних тіл пісковиків, обмежених скиданнями;
- внутрішньоформаційна незгода, що вказує на тектонічні перерви та ерозію.

Наприклад, у флішевій товщі можна простежити:

- активні ділянки турбідитного накопичення вздовж осей синкліналей,
- заміщення у бік більш глинистих, слабоосажданих фацій на піднятих блоках.

Розлами як шляхи міграції осадів

Розломні зони не тільки контролюють положення структурних пасток, але й:

- створюють субсидентні зони, в яких опади накопичуються швидше та у більшому обсязі;
- служать каналами для перенесення уламкового матеріалу вглиб прогину;
- визначають палеорельєф дна прогину та напрямки потоків осадового матеріалу.

У зоні дії активних насувів, наприклад, спостерігається:

- збільшення потужності піщаних прошарків,
- зниження якості сортування осадів,
- поява конгломератів та грубих фацій.

Тектоніка та циклічність осадконакопичення

Багато циклів осадконакопичення у прогині (особливо в палеогені та міоцені) відповідають ритмам тектонічної активності. Це виражається у:

циклічності турбідитних шарів (прямо пов'язаної з тектонічними імпульсами),

стратиграфічних незгодах, що збігаються за часом з фазами активного насуву,

виникненні проміжних ерозійних поверхонь, що поділяють тектоно-седиментаційні цикли.

Отже, тектоніка впливає як на просторову організацію осадів, а й у їх тимчасове розподіл.

Застосування у нафтогазовій геології

Розуміння зв'язку між тектонікою та осадконакопиченням має прикладне значення:

- дозволяє прогнозувати положення колекторів та зон їх розвитку;

- уточнює фільтраційно-ємні властивості порід;
- допомагає в оцінці герметичності покриттів та наявності пасток;
- використовується при побудові сеймостратиграфічних моделей.

Наприклад, у зоні флексур та локальних насувів найчастіше формуються антикліналі, у межах яких зустрічаються промислові поклади нафти та газу (Долинське, Битківське родовища та ін.).

Тектоніка та опадонакопичення в межах Передгірного прогину – взаємопов'язані процеси, що визначають структурну, стратиграфічну та ресурсну особу регіону. Кожен тектонічний рух - від глибокого прогинання до поверхневого скидання - залишає слід в осадовому розрізі. Розуміння зв'язку має фундаментальне значення для геологічного картування, розвідки корисних копалин та інженерного освоєння території.

Неотектоніка та сейсмічність регіону

Сучасні геодинамічні процеси в межах Передгірного прогину Західних Карпат являють собою продовження і розвиток посторогенної еволюції регіону.

Поняття неотектоніки

Неотектоніка охоплює тектонічні процеси, що відбувалися в пізньому неогені і четвертинний час і тривають до теперішнього часу. Основні її прояви у межах прогину:

- підняття та опускання блоків земної кори;
- реактивація древніх розломів та формування нових;
- диференційовані вертикальні рухи;
- морфотектонічні зміни рельєфу;
- сейсмічна активність.

Сучасні вертикальні рухи

За даними геодезичних нівелювань та супутникової GPS-системи CEGRN, встановлені такі характеристики руху земної поверхні:

- східна частина прогину (ближче до платформи) демонструє плавні підняття зі швидкістю 0,5-1,5 мм/рік;

- західна частина, особливо зона фронту Карпат, показує нестійкість: або стабілізацію, або локальні просідання до 1 мм/рік;
- поблизу активних розломів (Долина, Калуш, Надвірна) спостерігаються нерівномірні мікропідйоми та осідання, іноді пов'язані з зсувними явищами.

Морфоструктурні прояви неотектоніки

Результатом сучасних тектонічних рухів є формування морфоструктур:

- уступів розломів, лінеamentів, тектонічно обумовлених долин;
- різкої ступінчастості четвертинних терас;
- тріщинуватості схилів, карстово-опадних форм;
- асиметрії річкових систем (ухил русел до зони активних піднять)

Ці форми фіксуються як при наземних обстеженнях, так і за допомогою космозйомки та LiDAR-сканування.

Сейсмічність регіону

Передгірний прогин відноситься до зони помірної сейсмічності, проте тут:

- регулярно фіксуються мікросейсмічні події (магнітуда 15-35);
- відбуваються локальні землетруси, найчастіше – у районі Долини, Калуша, Болехова;
- сейсмічні поштовхи нерідко пов'язані з глибинними розломами та зонами тектонічної напруги.

Найбільш значні землетруси у XX столітті:

- 1928 рік, район Стрия - магнітуда близько 4.2;
- 1977 рік, район Надвірної – 3.9;
- 2015-2023 – серія мікросейсмічних поштовхів магнітудою до 3.1.

Причини сейсмічної активності

Сейсмічність у межах прогину обумовлена:

- реактивацією глибинних розломів фундаменту під дією залишкового стискування;
- нерівномірним підняттям блоків земної кори;
- тиском із боку Карпатського фронту;

- можливу міграцію глибинних флюїдів по тектонічним каналам;
- постседиментаційною консолідацією осадів в умовах залишкової геодинаміки

Геоекологічні та інженерні наслідки

Неотектонічна активність прогину накладає обмеження на:

- будівництво інженерних об'єктів (мостів, гребель, промислових споруд);
- освоєння нафтогазоносних районів (небезпека тріщиноутворення, герметичність пасток);
- будівництво та експлуатацію шахт, особливо у Калуському та Долинському районах;
- водопостачання та підземні резервуари – мінливість водоносних горизонтів та напорів.

Також фіксуються випадки:

- активізації зсувів на ділянках із перепадом висот;
- осідань та тріщиноутворення будівель;
- техногенної стимуляції мікросейсміки у районах промислової діяльності

Геодинамічний моніторинг

Сучасні методи моніторингу включають:

- GPS-спостереження на стаціонарних пунктах (у рамках CEGRN та української мережі ДПСС);
- локальну сейсмічну мережу (за ІГН НАНУ);
- лазерне сканування деформацій схилів;
- використання супутникових радарних інтерферограм (InSAR) для оцінки мікрорухів;
- бурові спостереження за тектонічними тріщинами та розривами.

Неотектонічні процеси і сейсмічність в межах Передгірного прогину Західних Карпат свідчать про геодинамічну активність регіону, що триває. Незважаючи на завершення основного орогенезу, платформа та її крайова зона продовжують відчувати вертикальні та горизонтальні рухи. Це потребує ретельного геодинамічного моніторингу, особливо під час реалізації

інфраструктурних та ресурсних проектів.

Роль тектоніки у формуванні корисних копалин прогину

Тектонічна будова та еволюція Передгірського прогину Західних Карпат вплинули на формування, локалізацію та розміщення корисних копалин у межах регіону. Геодинамічна активність, надвигіві та розломні процеси, блокова диференціація, а також умови опади накопичення сформували різноманітну мінерагенію прогину, що включає як енергоносії, так і неметалеві ресурси.

Нафта та газ

Передгірний прогин – один із найважливіших нафтогазоносних регіонів України. Основні родовища пов'язані з:

- флішевою та моласовою серією, що містить колектори та покришки;
- структурними пастками, сформованими в зонах антикліналів та флексур;
- розломними зонами, якими мігрували вуглеводні з глибинних джерел.

Основні родовища:

- Долинське,
- Битків-Бабченське,
- Надвірнянське,
- Поляницьке.

Роль тектоніки:

- фронтальні насуви сприяли утворенню герметичних покришок;
- складчастість і розломи створювали колектори та пастки;
- термобаричні умови, пов'язані із зануренням платформи, забезпечили дозрівання органічної речовини.

Також нафтоматеринські породи та міграційні канали розташовані у флішевій товщі, тоді як поклади присвячені моласам.

Соляні родовища

Важливою особливістю прогину є наявність промислових покладів кам'яної солі та розсолів, особливо в районі Калуша та Стебника.

Тектонічні умови формування:

- формування соляних лінз в результаті опади накопичення в обмежених прогинах;
- подальше втягування соляних тіл у зони флексур та складок;
- активізація розломів, що викликала локальну міграцію соленосних флюїдів та утворення карстово-обвальних структур (у тому числі техногенно-активних).

Сучасні наслідки – наявність зон просідання, розрідження ґрунту, сейсмогеологічних ризиків.

Вугілля та торф

Вугленосні формації поширені в неогенових відкладеннях (моласова серія):

- пов'язані з континентальними болотними умовами опади;
- поширені у крайових частинах прогину (наприклад, у районі Борислава та Чорного Потоку);
- пластові тіла вугілля часто локалізовані у синклінальних структурах, де накопичення органіки було максимальним.

Тектонічні фактори:

- вплив розломів та флексур на конфігурацію вугленосних горизонтів;
- вторинна тектонічна переробка пластів, що впливає якість палива;
- Можливість газонасиченості вугілля – важливий аспект безпеки.

Неметалічні ресурси

Крім енергоносіїв, у межах прогину поширені:

- будівельні матеріали (пісковики, мергелі, глини, доломіти);
- мінеральні води, приурочені до зон розломів та флюїдоносних горизонтів;
- гіпси та ангідрити, пов'язані з соленосними серіями;
- горючі сланці у неогенових опадах.

Тектонічний контроль тут проявляється через:

- структурне замикання тіл покладів;
- сегментацію розрізів та ізоляцію сприятливих горизонтів;
- циркуляцію гідротермальних флюїдів у тріщинуватих зонах.

Геодинамічні ризики та освоєння ресурсів

Тектонічна активність регіону впливає на:

- безпеку експлуатації соляних та нафтогазових родовищ;
- небезпека карстових провалів (Калуський район – один із найбільш уразливих);
- сейсмочутливість інфраструктури та необхідність постійного моніторингу;
- необхідність комплексного геодинамічного моделювання під час освоєння ресурсів.

Тектонічна еволюція Передгірського прогину зумовила його багатство корисними копалинами. Взаємозв'язок між насувами, розломами, структурними пастками та стратиграфічними умовами робить регіон високо перспективним для подальшої геологорозвідки. Однак розробка родовищ потребує обліку активної тектоніки, сейсміки та геоекологічних ризиків – лише комплексний підхід забезпечить стійке та безпечне використання ресурсів прогину.

2.3. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ

Вік і характер поширення осадів, що виповнюють передгірський прогин Західних Карпат, дають право говорити про те, що зародження і розвиток його відбувалося на різних ділянках неодноразово. В західній частині опускання території Карпат, що увійшла потім до у склад передгірського прогину, розпочалося у нижньому бурдигалі. Східна частина прогину, розташована в межах Польщі, в занурення була залучена в гелветський час. Відклади бурдигальського часу сильно диференційовані і в фаціальному відношенні характеризуються еггенбургськими, лойберсдорфськими, гаудерндорфськими та іншими шарами. Всі ці літологічні різниці є продуктом трансгресії моря.

Питання у тому, звідки поширювалася бурдигальська трансгресія – із заходу, із боку басейну р. Рони, або ж з півдня, з боку Віденського і Паннонського басейнів, поки що залишається спірним. Австрійські геологи вважають, що ця трансгресія поширювалася із заходу. Чехословацькі дослідники вбачають наступ її з півдня. Перші свої аргументи ґрунтуються на тому, що в цей час, на їхню думку, ще не існувало Віденського басейну, а Альпи та Карпати були суцільною сушею. Найбільш давніми міоценовими утвореннями Віденського басейну вважають гелветські. Чехословацькі геологи (Т. Будаї, І. Ціха, Я. Сенеш та ін.) доводять наявність у Віденському басейні бурдигальських відкладень з фауною: *Chlamys gigas* Schloth., *Ch. pseudobeudanti* Dep. et Rom., *Pecten hornensis* Dep. et Rom. та ін., що відповідає фауні бурдигальських верств районів Шатова та Еггенбурга передгірського прогину Західних Карпат. Такого ж характеру фауна, на їхню думку, зустрічається у бурдигальських відкладах північної частини Паннонського басейну та в межах Східної Словаччини. Це дає їм підстави говорити про поширення бурдигальської трансгресії з півдня. Нам здається, що думка чехословацьких геологів більш правильна. На додаток до їх даним вкажемо також на те, що в західній частині Предальпійського прогину (на захід від перетину по р. Інн) мікрофауна, що міститься в шлірі-галер, багато в чому відповідає мікрофауні верхнього бурдигалу Віденського басейну. У цьому шлірі, згідно з даними Бюргеля (1946), поширений той самий вид *Bathysiphon*

silifor- mis S a g s., що у верхньобурдигальських відкладеннях Віденського басейну.

Після бурдигалу відбувалися тектонічні рухи, що зумовили розвиток морської трансгресії гельветів. У нижньому гельветі накопичувалися морські фації оттанського та воцкля-шліра, потім прісноводні онкофорові піски. У верхньому гельветі відкладалися мергелісті глини з тонкими пропластками пісків.

На польській частині прогину гельветські відкладення у своєму комплексі представлені переважно глинами і лише окремих ділянках – пісками і конгломератами.

У західній частині Предальпійського прогину в цей час накопичувалися переважно солонуватоводні опади (шари кірхберг) та прісноводні утворення (онкофорові піски).

Загалом на схід, у бік Польщі, через область Зовнішньоальпійського басейну від західної частини Предальпійського прогину в час гельветів відбувалося поступове осушення. Це дає підстави дослідникам дійти спільного висновку, що в гельветський час безпосереднього морського зв'язку передгірського прогину Західних Карпат з басейном р.Б. Рони, а водночас і Середземного моря не існувало. Поширення гельветської трансгресії у межі передгірного прогину Західних Карпат відбувалося, на думку більшості дослідників, з області Причорномор'я або через Паннонський і Віденський басейни, або ж північним шляхом через передгірний прогин Східних Карпат.

Наприкінці гельвету знову мали місце тектонічні рухи (штирійська фаза). мергель залягає на висоті 470-480 м, біля Єрмелиць і Тестингу в Моравії літотамнієві вапняки встановлені на висоті 411 м, біля Брно ці ж вапняки залягають на висоті 435 м і т. д. Це говорить про те, що трансгресія цього часу була досить велика. Для нижньотортонського періоду характерно прояв вулканічної діяльності, що виразилася в освіті в товщі порід прошарків (10–20 см) туфітів (близько Брно і Острави).

Регресія, що виявилася в кінці нижнього тортону, завершує морський режим седиментації міоценових утворень західної частини передгірного прогину

Західних Карпат. Верхньотортонські утворення поширені лише на схід від Моравської Острави та в основному на території Польщі. З цього можна сказати, що відступ трансгресії тортонського часу відбувався із заходу Схід.

Окремі стадії відступу нижньотортонського моря характеризуються утворенням грубокластичних седиментів – конгломератів та пісків, що залягають на літотамнієвих вапняках. Середня висота їхнього залягання 270–300 м над рівнем моря.

На території Польщі слідами регресії нижнього тортону є відкладення прісноводних вапняків та прошарків лігнітів, що містяться у верхній частині розрізу нижньотортонських порід. На окремих ділянках фіксуються горизонти гіпсів та солі, що перекривають товщу нижньотортонських глин. Слід зазначити, що горизонт гіпсів зустрічається не лише на території Польщі (біля Жор, Велічки, Бохнії та інших місцях), а й на чехословацькій території, на схід від Моравської Острави, де він також залягає на межі нижнього та верхнього тортону. Далі, на захід від Моравської Острави він не зустрічається. У цьому напрямі не поширюються і породи верхнього тортона. На території Польщі, як зазначалося, породи верхнього тортону досить поширені. До того ж вони виражені тут морськими опадами: глинами, рідше вапняками, пісковиками та конгломератами. Поширення верхньотортонської трансгресії, безперечно, відбувалося зі сходу.

Бугловські верстви, які завершують розріз міоценових відкладень на території Польщі, також пов'язуються з сарматською трансгресією, що прямувала з передгірного прогину Східних Карпат. Після буглівського часу, у зв'язку із загальним підняттям Карпат, здійснюється підняття і польської частини передгірного прогину. Відступ трансгресії відбувається на південний схід в область Причорномор'я.

Тектонічні процеси, що проявилися в цей час, зумовили насування флішевих порід Карпат на міоценові утворення передгірного прогину Західних Карпат. На

різних ділянках перекривалися різні за віком породи міоцену. У межах Зовнішньоальпійського басейну, між Санкт-Пельтеном та поперечним перетином у м. Пршерова, флішеві породи палеоцену Альп та Карпат насувалися на верхньогельветські утворення прогину. На захід від Санкт-Пельтена насув флішевих порід відбувався на породи нижнього гелвету – верхнього бурдигалу. На схід від Пршерівського перетину до Моравської Острави палеоценові флішові породи Підсилезько-Жданицької зони Західних Карпат насунулися на нижньо-тортонські опади міоцену, а ще далі на схід, на території Польщі, крейдяний і палеоценовий фліш безкидських покривів. На цьому закінчуються основні етапи історії геологічного розвитку передгірного прогину Західних Карпат. Тектонічні рухи, що послідували в післянижньосарматський час, сприяли формуванню сучасного структурнотектонічного плану прогину, а денудаційні процеси оформили його рельєф.

Розділ 3. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ

На території передгірного прогину Західних Карпат в даний час немає скільки-небудь промислових родовищ нафти і газу. Однак нафтогазопрояви серед міоценових відкладень зустрічаються дуже часто. Видобутку газу в 1891 р. тут було пробурено понад 100 свердловин глибиною від 200 до 300 м, проте промислового газу не отримано.

У 1906 р. свердловина, що буріла на артезіанську воду біля Леопректінга біля Тауфкірхена, відкрила перше в Австрії нафтове родовище. За допомогою цієї свердловини протягом року одержано кілька десятків тонн нафти. Спроби буріння на ширшій площі не дали позитивних результатів.

Біля Штокерау (Зовнішньоальпійський басейн) у 1922 р. у процесі буріння свердловини «Вольманнсберг» спостерігався викид газу, але промислового припливу отримано був.

З 1930 р. починається період більш планомірних пошукових робіт на нафту та газ. Проводяться детальні геологічні зйомки, геофізичні дослідження та глибоке буріння. У циклі геофізичних робіт проводилися гравіметричні, магнітометричні та сейсмічні виміри. Особливо широко застосовувалася сейсміка відбитих хвиль. У районах, що тяжіють до Чеського масиву, ці роботи дали можливість охарактеризувати поведінку кристалічного фундаменту прогину з різноманітним рельєфом. Результати сейсмічних вимірів багато в чому узгоджуються з даними гравіметричних спостережень. Бурові роботи проводилися контерфлішевими та креліусними верстатами, з метою виявлення структурних особливостей моласових відкладень, та роторними буровими установками – з метою виявлення промислової нафтогазоносності. Проте обсяг розвідувальних робіт здійснено досі незначний. На австрійській території Зовнішньоальпійського басейну до останнього часу проводилися в основному

структурно-пошукові роботи. Глибокого розвідувального буріння тут, сутнісно, був. На Чехословацькій частині Зовнішньоальпійського басейну глибоке буріння застосовується ширше. Тут пробурено дві свердловини біля с. Носислав та ряд свердловин у Вишківській долині між Славковим та Вишковым. На жаль, родовищ нафти чи газу поки що не виявлено.

У районі Моравської Острави за допомогою глибокого буріння відкрито родовище газу Прилад. Промислові притоки газу одержують з відкладень тортону, нижньої крейди та карбону. На польській території передгірного прогину розвідка нафти і газу почала вестися останнім часом.

Загалом, передгірний прогин Західних Карпат щодо нафтогазоносності досі вивчений далеко не достатньо. Увага до нього як перспективної галузі щодо нафти та газу ослаблена через складну його геологічну будову. Поряд із цим існують труднощі у вивченні цієї території, оскільки значна частина її перекрита флішевими породами Карпат.

ВИСНОВКИ

У результаті проведеного дослідження геологічної будови та нафтогазоносного потенціалу Передгірського прогину Західних Карпат було отримано такі основні висновки:

Геоструктурне положення прогину визначає його виняткову роль у геологічній будові східної частини Центральної Європи. Як типова форландова структура, прогин сформувався під впливом фронтального тиску Карпатського орогену в умовах альпійського орогенезу. Його дугоподібне простягання охоплює частину територій України, Польщі та Словаччини, утворюючи складну геологічну систему на межі платформної та орогенної зон.

Осадочний чохол прогину має значну потужність (до 10–12 км) і складений переважно кайнозойськими (неогеновими та палеогеновими) і мезозойськими відкладами. У структурі розрізу чітко простежуються фази флішевого (глибоководного) та моласового (континентально-маргінального) осадо накопичення, які відображають зміну умов палеогеографічного середовища протягом пізньої крейди – четвертинного періоду.

Стратиграфічна диференціація осадових товщ дозволила виокремити перспективні горизонти, які можуть виконувати функції колекторів, покришок та нафтоматеринських порід. Особливо сприятливими для акумуляції вуглеводнів є пісковики міоценового та палеогенового віку, що відзначаються високою пористістю та проникністю, а також глинисті товщі, здатні утворювати герметичні покришки.

Фаціальна різноманітність прогину (від морських флішевих до континентальних алювіальних та болотних) відображає динамічні зміни палеоумов, що мають безпосередній вплив на формування пасток вуглеводнів. Латеральна зміна фацій є основою для утворення як стратиграфічних, так і фаціальних пасток.

Тектонічна будова прогину складна та неоднорідна. Вона представлена системами насувів, скидів, флексур та регіональних розломів, які відіграють важливу роль у формуванні структур-пасток і контролі за міграцією вуглеводнів.

Прогин поділяється на внутрішню (глибшу) та зовнішню (платформну) зони, що відрізняються типом фундаменту, складом відкладів і геодинамічним режимом.

Нафтогазоносність Передгірського прогину є підтвердженою практикою буріння та геохімічними дослідженнями. Основні поклади вуглеводнів пов'язані з палеогеновими турбідитними пісковиками та міоценовими моласовими товщами. Потенційно перспективними залишаються неогенові відклади в межах польської та української частини прогину.

Сучасні методи дослідження – включно з сеймостратиграфією, ізотопною геохронологією, геохімічними аналізами та цифровим 3D-моделюванням – дозволяють більш точно визначати межі колекторських пластів, уточнювати структурну будову та прогнозувати нові перспективні ділянки для буріння.

Таким чином, Передгірський прогин Західних Карпат є високоперспективним об'єктом у нафтогазоносному плані, а його подальше вивчення з урахуванням сучасних геологічних підходів сприятиме ефективнішому освоєнню вуглеводневих ресурсів регіону.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Бурштинський М.Ф., Трегубов В.Л. *Геологія нафти і газу*. – Львів: Видавництво Львівської політехніки, 2011. – 240 с.
2. Миколаєнко О.М., Ключ В.Ю., Антонюк С.С. *Стратиграфія України*. – Київ: Либідь, 2015. – 456 с.
3. Коваль Г.І., Круликовська М.І. *Основи геотектоніки з основами регіональної геології*. – Львів: Видавництво ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. – 368 с.
4. Заблоцький Б.М. *Неотектоніка та сучасна тектоніка Карпатського регіону*. – Львів: Наукове товариство ім. Шевченка, 2005. – 192 с.
5. Picha, F. (1996). Exploration in a Pericratonic Fold and Thrust Belt: Outer Western Carpathians (Czech Republic and Slovakia). *AAPG Bulletin*, 80(9), 1453–1472.
6. Ślaczka, A., Oszczytko, N., Żytko, K. (2006). The Structure and Evolution of the Outer Carpathians in Poland. *Przegląd Geologiczny*, 54(8), 758–763.
7. Oszczytko, N. (2006). Development of the Polish Outer Carpathian Fold-and-Thrust Belt and its Foredeep Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 261(1), 55–79.
8. Nemčok, M., Pospíšil, L., Lexa, J., Donelick, R.A. (1998). Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian–Pannonian region. *Tectonophysics*, 295(3–4), 307–340.
9. Kováč, M., Oszczytko, N., Sliva, J., et al. (2016). Tectonic evolution of the Carpathians and their foreland: A regional synthesis. *Geologica Carpathica*, 67(5), 419–433.
10. Pétercsák, T., Kováč, M., et al. (2021). Paleogeographic and facies development of the Central Paratethys Neogene basins. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104848.
11. Вітрик С.П. *Нафтогазоносні басейни України*. – Київ: ІНКАР, 2012. – 336 с.
12. Лозинський О.Є., Стефанишин О.Б. *Тектоніка Українських Карпат і прилеглих територій*. – Івано-Франківськ: Літера, 2010. – 292 с.
13. Кульчицький Я.О. *Нафтогазоносність Передкарпатського прогину*. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 1996. – 248 с.

14. Andreyeva-Grigorovich, A.S., et al. (1997). Regional Stratigraphic Scheme of the Neogene of the Paratethys. *Geologica Carpathica*, 48(2), 123–136.
15. Oszczytko-Clowes, M., Oszczytko, N. (2004). Lithostratigraphy and Biostratigraphy of the Oligocene–Miocene strata of the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 107–126.
16. Golonka, J., Krobicki, M. (2001). Geodynamic Evolution of the Carpathian Foredeep Basin. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71(1), 13–36.
17. Lexa, J., et al. (2003). Neogene evolution of the Carpathian arc and associated basins. In: *Geological Society Special Publication*, 218, 219–236.
18. Tomašových, A., et al. (2007). Stratigraphic architecture and sedimentary evolution of the Central Paratethys foreland basin system. *Sedimentary Geology*, 202(1-2), 89–106.
19. Švabík, J., Kováč, M. (2014). The evolution of the Neogene Vienna and Danube Basins. *Geologica Carpathica*, 65(1), 3–16.
20. Герец І.Ф. Геологія та нафтогазоносність Передкарпаття. – Івано-Франківськ: Літера-ЛТД, 2008. – 208 с.
21. Райковський В.І. Міграція вуглеводнів у Передкарпатському прогині. – Львів: Вид-во ЛНУ, 2004. – 172 с.
22. Poprawa, P., Malata, T. (2006). Evolution of the Outer Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 56(3), 295–338.
23. Кононенко А.В., Самчук І.М. (2025). Причини виділення нафтоматеринських товщ у Передкарпатті. *Молодий вчений*, №3(134), 45–51.
24. Кравець Р.П., Леськів М.Я. Історія геологічного розвитку Карпатського басейну. – Львів: Українська академія друкарства, 2017. – 184 с.
25. Csontos, L., Nagymarosy, A. (1998). The Mid-Hungarian fault zone: a zone of repeated tectonic inversion. *Tectonophysics*, 297, 51–71.
26. Oszczytko, N., Ślaczka, A. (2011). The Polish Outer Carpathians in the light of new geophysical data. *Geologia Sudetica*, 49, 73–88.
27. Békés, J., Császár, G. (2002). Neogene geology of the Pannonian Basin: Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 45(1), 23–40.

28. Павлюк М.І. *Геофізичні дослідження в нафтогазоносних регіонах України*. – Чернівці: Рута, 2019. – 224 с.
29. Білецький В.С. *Основи нафтогазової справи*. – Полтава: ПолтНТУ, 2015. – 298 с.
30. Чорний В.С., Дейнеко В.А. *Сейсмічна розвідка в складчастих областях*. – Київ: Наукова думка, 2010. – 212 с.