

ГЕОЛОГІЯ

УДК 553.98:551.24(477.8)

П.Ю. Лозиняк, Я.Б. Місюра

СУЧАСНІ ПОГЛЯДИ НА ГЕОЛОГІЧНУ БУДОВУ СКЛАДЧАСТОЇ СПОРУДИ КАРПАТ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ОСВОЄННЯ НОВИХ ВУГЛЕВОДНЕВИХ ПОКЛАДІВ

В роботі розглянуто питання структурно-дугової будови Центральних (Внутрішніх) та шар'яжної – Зовнішніх Карпат, їх зчленування з різними тектонічними елементами Східноєвропейської платформи. Важливим моментом при деталізації геологічної будови Карпатського орогену було виділення за результатами гравіметричних та сейсмічних досліджень Підкарпатського рифтогену та встановлення під Сколівським покривом параавтохтонного Ясинського елемента. З останнім пов'язують чималі перспективи нафтогазоносності за рахунок виявлення та простеження нової південної смуги глибинних складок. Крім того цей рифтоген увібрав у себе основні насувні маси флішових та моласових утворень і визначив сучасну дугоподібну форму орогену. Перспективи пошуку покладів вуглеводнів в алохтонному комплексі пов'язуються з антиклінальними складками, тектонічно та літологічно екранованими блоками окремих складок-лусок, а також (як новий напрямок) – з розкриттям приповерхневих піднасувних структур.

Ключові слова: будова Карпат; Карпатський ороген; Підкарпатський рифтоген; глибинні складки; поклади вуглеводнів.

Вступ

Українські Карпати, як і вся складчаста споруда Західних і східних Карпат, характеризуються складною внутрішньою будовою і складним співвідношенням та зчленуванням з прилеглими геолого-тектонічними структурами та зонами Карпато-Паннонського регіону і Східноєвропейської та Західноєвропейської платформ. Характерними рисами будови Карпатської складчастої споруди є покриви та шар'яжі, які були сформовані в австрійську, савську та штирійську фази альпійського тектогенезу. Ранньоальпійські структури притаманні внутрішнім структурам – Центральним Карпатам, а пізньоальпійські – Зовнішнім (Флішовим).

Основні риси глибинної будови Карпат та прилеглих територій

У Західних Карпатах до внутрішньої групи структур належать покриви Татранського, Вепорського та Гемерського елементів. На ділянці від Братислави до Кошиць вони значною мірою виведені на денну поверхню, а далі на південний схід за системою поперечних Горнадських дислокацій занурюються і перебиваються породами міоценових молас Закарпатського неогенового прогину. Багатьма свердловинами вони розкриті у фундаменті цього прогину і простежені до діагонального простягання (Приборжавське – Хуст) Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма.

У Словачкому карсті на південному сході та півдні Словаччини Центральні Карпати (Гемериди) поступово переходять в Угорське Середньогір'я, де спостерігається спокійніший

стиль тектоніки і чітко виражене північне і північно-східне простягання структурних елементів.

У сучасному структурному плані Центральні Карпати разом з Угорським Середньогір'ям утворюють велику серпоподібну дугу, спрямовану випуклою стороною на північ і обмежену зі сходу правостороннім зсувом поздовжньої лінії Загреб – Кульч. Останню дислокацію слід розглядати як трансформний розлом, за яким ця дуга зміщена в північно-східному напрямку на відстань першої сотні кілометрів [Лозиняк, 2001].

На схід від розлому в долині Дунаю розташовані гори Мечек, де їхні тектонічні елементи мають широтне простягання. Далі на схід вони продовжуються під міоценом Великої Угорської западини в покриві структури гір Апусені. В плані Угорське Середньогір'я разом з горами Мечек і Апусені утворюють другу дугу, спрямовану випуклим боком на південь. В її середній частині розташована Дебрецька синкліналь, в будові якої беруть участь дислоковані утворення крейди і палеогену уже Зовнішніх Флішових Карпат [Глушко, 1968].

У північно-східному напрямку гори Апусені разом з кристалічними масивами Лепуш, Мармарош, Першань, Родна і Сібу-Фегарш формують третю – північну підковоподібну дугу, в центрі якої розташована Трансільванська западина.

Ці дугові структури в цілому належать величезному внутрішньокарпатському мегашар'яжу, насуненому на Зовнішні Карпати в північно-східному напрямку. З цієї причини вони не можуть розглядатись як виведене на денну

поверхню підніжжя Флішових Карпат.

Граничною зоною, яка відділяла Центральні Карпати від Зовнішніх, є П'єнінська зона, що простежується від Братислави до долини Тересви. Останнім часом П'єнінська зона встановлена на ділянці Вишково – Велятин – Хуст – Виноградово, тобто в південній прибортовій частині Закарпатського прогину, яка далі проходить на територію Угорщини. В цьому перетині зона облямовує серпоподібну дугу Татровепорид.

Дещо незвичайне положення займає Лесарненська зона, яка в межиріччі Латориці – Тересви виявлена на південь від П'єнінської зони і формує на значній території фундамент Закарпатського прогину. Вона складена товщею (>2000 м) темноколірних флішоподібних утворень нижньої та верхньої крейди (дулівська і кричівська світи).

Особливості покривної будови Східних Карпат

На північ від П'єнінської зони в українському секторі Карпат на сході виділені Рахівський, Сухівський та Чорногорський покриви, а на заході – Магурський і Дуклянський.

З огляду на ідентичний фаціальний склад нижньої крейди (шипотська світа) в Дуклянському, Чорногорському і Кросненському покривах, запропоновано об'єднати їх в один – Шипотський шар'яз [Бойко та ін., 2003]. Далі на північ виділяється Сколівський (Скибовий) шар'яз, до складу якого входить Делятинський покрив. Останній охоплює смугу розвитку глибинних складок, які раніше виділялись разом із Стебницьким (Самбірським) покривом як Внутрішня зона Передкарпатського прогину.

На захід від Перемишля (на території Польщі) із Сколівським покривом межують кулісоподібно розташовані Субсілезький і Сілезький покриви. Продовженням Субсілезького покриву на території України вважається Розлуцький елемент. Флішові покриви складені породами крейди, палеогену і частково нижнього міоцену.

В межиріччі Дунаю і Морави Флішові Карпати перекиваються занурені під міоцен (егерій-нижній баденій) байкало-каледонські структури Чеського (Богемського) масиву, які майже під прямим кутом підходять до лінії фронту насуву. Лобову частину цього насуву формують крейдово-палеогенові утворення Жданицького а згодом і Сілезького шар'язів.

Далі на північний схід вони насунені на герцинські складчасті елементи Західних Судет та кам'яновугільні відклади Верхньо-Сілезького прогину, перекинуті чохлам нижньо- та середньобаденських. Товщина баденських відкладів в цьому перетині досягає 500–700 м і вони утворюють тут накладену неогенову западину (західну).

Фронтальну частину основного Карпатсько-

го мегашар'язу на цій ділянці складають флішові утворення Субсілезького і частково Сілезького покривів.

Від району Спитковіце на заході і Жешува на сході Карпатський мегашар'яз змінює своє простягання з північно-східного на східне. В цьому проміжку він перекиває Краківське підняття, в будові якого беруть участь відклади рифею, кембрію, силуру, девону, карбону, пермо-тріасу, середньої та верхньої юри, перекинутих з кутовою та стратиграфічною незгідністю утвореннями баденію [Nej, 1968].

Конфігурація лінії мегашар'язу на цій ділянці є нерівною, утворюючи місцями напівостанці та глибокі напіввікна (Гданська затока). Подібна картина простежується і в поведінці північної границі Магурського покриву, де задокументовані тектонічні вікна (Мшанка) та останці (Новий Сонч, Грибів та Горлиці).

По відношенню до фронту Карпатського мегашар'язу Краківське підняття розташоване під кутом 65–70° і простягається по лінії Олькуш – Краків, а далі – уже під насувом Карпат, в напрямку на Старий Сонч. Воно розділяє Передкарпатську западину на дві частини: західну (більш мілку, про яку згадується вище) та східну (глибоку). В будові першої беруть участь відклади карпатію і нижнього та середнього баденію, а другої – карпатію, баденію та нижнього сармату. Східна частина відома в геологічній літературі як Крукеницька западина Більче-Волицької зони або – складова частина Зовнішньої зони Передкарпатського прогину [Глушко, 1968].

На Краківському піднятті фронтальну частину Карпатського мегашар'язу складають відклади Субсілезького покриву, а вже на його північно-східному крилі, в районі Велички та Бохнії, цю функцію виконують відклади міоценового комплексу Стебницького покриву та флішові крейдово-палеогенові утворення Сколівського шар'язу.

На схід від Краківського підняття фундаментом Зовнішніх Карпат служать відклади протерозою і палеозою Лежайського (Малопольського) масиву, який утворює на цьому проміжку центральну осьову частину Передкарпатського рифтогену. Алохтонні маси Карпатського орогену суттєво заповнили цей рифтоген і зупинились на його північному борті, а саме на східчастій Косівсько-Угерській зоні та Отинському горсті. Втративши можливість подальшого просування на північний схід, в басейні р. Молдова (Румунія), Карпати повертають на південь і формують південно-східну, а згодом і південну ланки загальної Карпатської дуги.

Від району Кракова до долини р. Серетеля перед фронтом Карпатської гірської споруди широкою смугою простежується Стебницький

покрив. У розрізі покрив виглядає як клин, гострим кутом орієнтований на Карпати. В його будові беруть участь декілька лусок-складок, насунених на північний схід. На заході (Величка – Тарнув) луски-складки утворені відкладами переважно карпатського і баденського віку, а на схід від Перемишля ще й відкладами егенбурзького, отнанзького та частково сарматського ярусів. Це, в основному, різнобарвні теригенні утворення з двома горизонтами солей та прошарками пірокластів у баденії.

На ділянці від Велички до Перемишля (Польща) товщина Стебницького покриву коли-

вається від декількох метрів до 1300 м, причому він не суцільний, а вкрай редукований. Як видно з карти ізопахіт стебницької серії на проміжку Жешув – Перемишль [Czemicki, 1978] (рис. 1), він утворює ряд окремих тектонічних останців і півостанців, значною мірою перекритих породами Сколівського шар'яжу. І лише на схід від Перемишльської сигмоїди, де відбувається значний відступ на південь від Сколівського шар'яжу, Стебницький покрив стає широким, суцільним і його товщина поступово зростає до 3,5 км на кордоні з Україною.

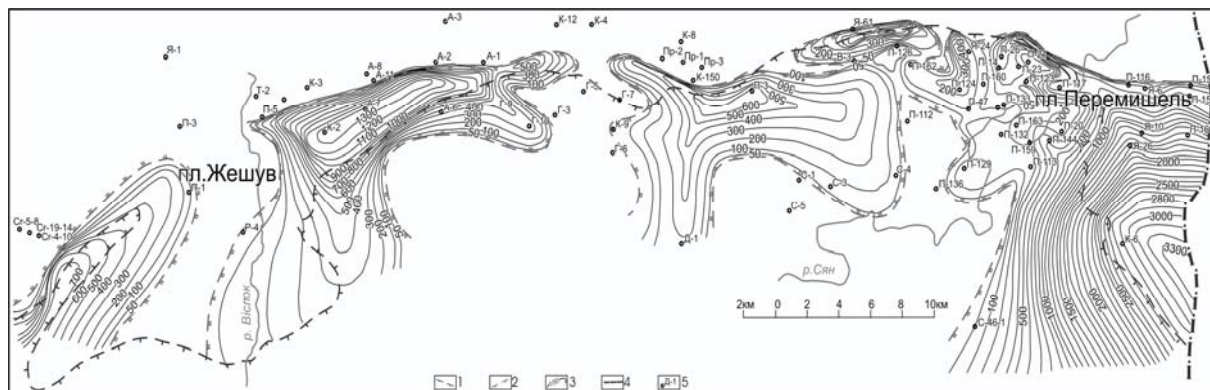


Рис. 1. Карта ізопахіт Стебницької серії на ділянці Жешув-Перемишль (за матеріалами Й. Черніцького, 1978 р.)

1 – лінія насуву Стебницького покриву; 2 – лінія насуву Сколівського покриву; 3 – ізолінії рівних товщин Стебницького покриву; 4 – державний кордон; 5 – пробурені свердловини.

В межах українського сектора Східних Карпат Стебницький покрив виконує роль фронтальної частини основного Карпатського мегашар'яжу.

Від кордону з Польщею до району Долини його товщина поступово збільшується до 7–8 км, а ширина на денній поверхні перевищує 20 км. В цьому напрямі він під гострим кутом (40–45°) перекриває Крукеницьку западину і східчасту (Судовишнянський і Бонівський блоки) Косівсько-Угерську зону. Товщина покриву значною мірою контролюється гіпсометрією залягання цих блоків і в північно-східному напрямі поступово зменшується (рис. 2). Амплітуда насуву в Дрогобицькому перетині становить 20–25 км.

На схід від Калуша відбувається помітне звуження на денній поверхні ширини Стебницького покриву, а в районі Покутсько-Буковинських складок вона не перевищує 1,5–2 км, подекуди повністю зникає. Такий характер латерального поширення та загального зменшення товщини зумовлений косим зрізанням підстилаючих елементів Крукеницької западини та її північного борту. В цьому перетині Стебницький покрив впирається в Отинський горст (Івано-Франківське поперечне підняття за В.В. Глушком, 1968), який обмежений з південного заходу Калуським, а з північного сходу –

Сторожинецьким розломами. Це горстове підняття виявилось тим основним уступом, який призупинив насунання Карпатського оротену в північно-східному напрямі. В межиріччі Прута-Сучави алохтонні маси Карпат місцями перекривають Отинський горст і частково насунуються на баден-сарматські відклади Коломийської (Станіславської) западини. Остання переходить на територію Румунії і простягається далі на південь в напрямі на Бухарест, в Плоештинську западину [Глушко, 1968].

Фронтальну частину основного Карпатського мегашар'яжу в цьому перетині складають Слобідський і Стебницький покриви (Дрогобицький шар'яж). В будові першого беруть участь породи крейди і палеогену, а також олістостромові утворення воротиченської, слобідської і частково стебницької світ, другого – воротиченської, стебницької, балицької, тиранської, косівської та дашавської світ.

Алохтонне сучасне положення Слобідського і Стебницького покривів не дозволяє розглядати їх як самостійну структурну одиницю, власне кажучи, Передкарпатський прогин, оскільки вони утворилися за рахунок тангенціальних сил, а прогину, як відомо, притаманні вертикальні рухи.

Підкарпатський рифтоген

Другим важливим моментом при деталізації

геологічної будови Карпатського орогену було виділення за гравіметричними та сейсмотектонічними даними Підкарпатського рифогену та

встановлення під Сколівським покривом параавтохтонного Ясинського елемента. Останній, очевидно, утворився внаслідок заповнення най-

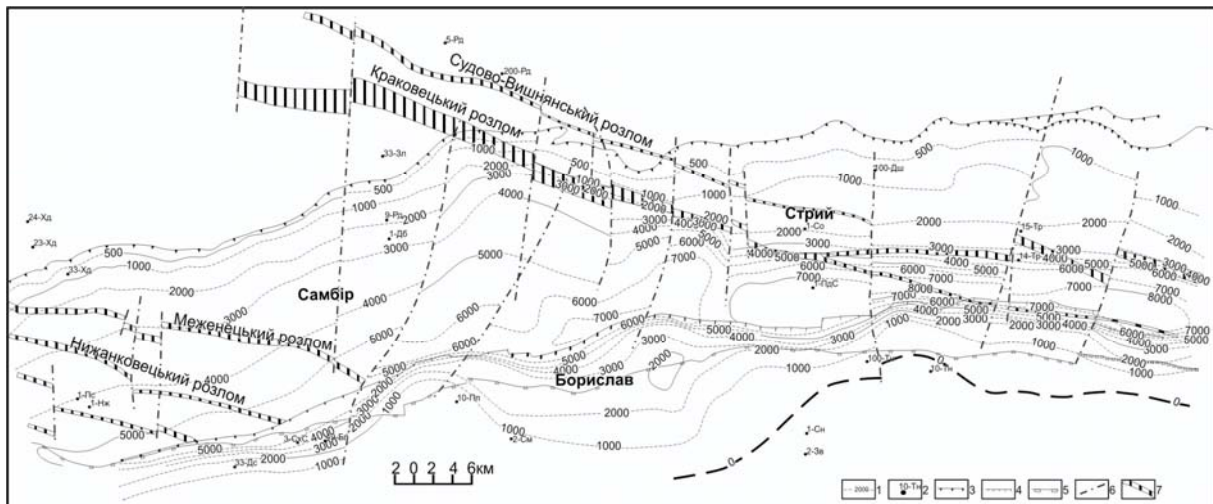


Рис. 2. Карта товщини Стебницького покриву на ділянці Добромиль-Долина.

Склад П. Лозиняк, 2006 р.

1 – лінії рівних товщин покриву; 2 – пробурені свердловини; 3 – лінія насуву Стебницького покриву; 4 – лінія насуву Долинського і Слобідського покривів; 5 – лінія насуву Сколівського (Скибового) покриву; 6 – лінії поперечних геологічних розривів Стебницького покриву; 7 – глибинні розломи.

більш прогнутаї доальпійської основи на першому етапі формування покривів. За сейсмічними відбиттями поверхня цього елемента випукла і піднімається вздовж Славського (Ужоцького) розлому від 8–9 км по лінії Зелена – Мізунь, 7–8 км у напрямку Корева – Турка і 3,8–4,5 км в районі Устшик Дольних (св. 1-Ясень). Ширина Ясенського елемента в середньому становить 8–12 км, а глибина залягання – від 5–12 км у перетині Бітля – Підбуж до 9–15 км у розрізі профілю Зелена – Надвірна.

У районі поширення цього елемента значно зростають перспективи нафтогазоносності Карпатського регіону за рахунок виявлення нової південної смуги глибинних складок.

З північно-східною межею Ясинського елемента, очевидно, буде збігатися південно-західна границя розвитку структур Делятинського покриву.

Виділення рифтогенної структури під Карпатською гірською спорудою має важливе теоретичне і практичне значення. По-перше, рифтоген є джерелом нафтогазоутворення [Бойко, 1990]. На думку Г.Ю. Бойка, такі передумови виникли в Карпатському регіоні на ділянці гравітаційного мінімуму сили тяжіння. По-друге, рифтоген увібрав у себе основні насувні маси флішових та нижньоміоценових утворень Карпатського орогену і визначив його сучасну дугоподібну форму. Максимальні зусилля насування алохтонних утворень припадають на ділянку межиріччя Пруту і Сучави, де на денну поверхню витиснені породи Делятинського покриву і спостерігається майже повне текто-

нічне зрізання та розвальцювання утворень Слобідського та Стебницького покривів.

Основними структурами, що зупинили подальше насування Карпат у північно-східному напрямку, є північна бортова частина Підкарпатського рифтогену. Таке зчленування Карпатського орогену з платформою повністю виключає виділення перехідної структури Передкарпатського прогину та приєднання до нього складових частин рифтогену.

Перспективи нафтогазопошукових робіт в Українських Карпатах

Пошуки покладів вуглеводнів в алохтонному комплексі в прикордонній частині з Польщею пов'язуються, окрім зануреного Ясинського елемента з нормальними антиклінальними складками та тектонічно і літологічно екранованими блоками окремих складок-лусок, а також, як новий напрямок, з розкриттям приповерхневих піднасувних структур.

Як приклад, у Сколівському шар'язі в межах Орівської скиби на південний захід від Східниці однією з приповерхневих піднасувних є складка-луска Смільна-Бистриця.

У прикордонній частині Кросненської зони на денну поверхню виходять, в основному, відклади олігоцену-нижнього міоцену. За їх літолого-фаціальними особливостями тут чітко виокремлюються Турківська (північна) та Бітлянська (південна) підзони. У першій найбільший інтерес для пошуків вуглеводнів мають Хашів-Лімненська та Ропавська складки-луски, у другій – Яворівська і Полянська. В обох

випадках проводяться геологорозвідувальні роботи.

У межах Хашців-Лімненської структури розбурений поперечний профіль глибоких свердловин 1-, 2-Лімна та 21-Лопушанка-Хашців. В останній з інтервалу 952–1070 м отримано промисловий приплив горючого газу. З метою оконтурення цього горизонту в присклепінній частині структури передбачається пробурити поздовжній профіль з 4–5 свердловин проектними глибинами 1000–1200 м.

У межах Ропавської складки-луски виконано значні сейсмічні дослідження і пробурено глибокі свердловини 1- і 2-Бориня; в бурінні 3-Бориня. Значний викид газу з конденсатом мав

місце при бурінні першої (вибій 4878 м), у другій в інтервалі 3135–5160 м виявлено 10 горизонтів з газом. З метою дорозвідування газових покладів між свердловинами 1- і 2-Бориня та 5-Турка рекомендовано пробурити свердловини 3-, 4-Бориня, а в північно-західному напрямку в Яблунівському припіднятому блоці – поперечний профіль з трьох свердловин.

Яворівська і Полянська складки належать до однієї – Яворівської луски, в межах якої відомі як виходи на денну поверхню нафти, так і горизонти з нафтою та газом, розкриті структурно-пошуковими свердловинами 6-, 7- і 8-Бітля (рис. 3).

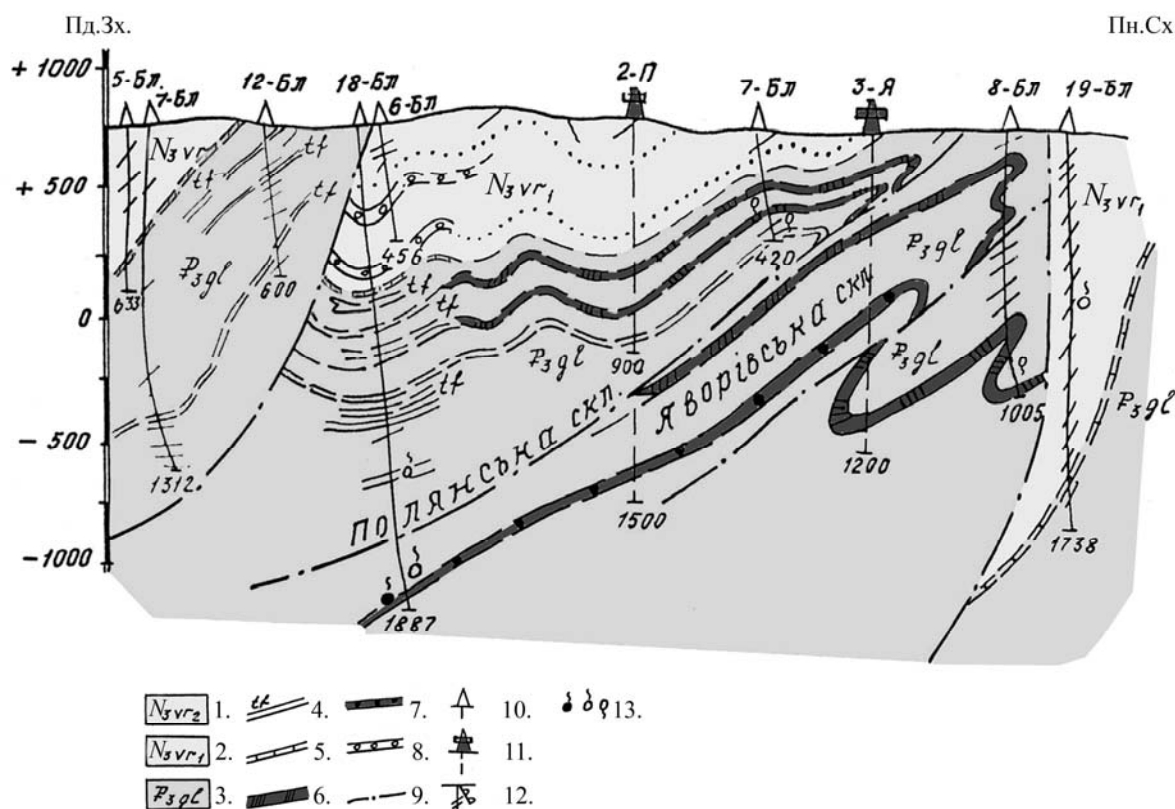


Рис. 3. Геологічний розріз Полянської та Яворівської складок в с. Яворів.

Склав П. Лозиняк, 1997

1 – середньоверховинська підсвіта; 2 – нижньоверховинська підсвіта; 3 – головецька світа; 4 – горизонти туфів; 5 – горизонти смугастих вапняків; 6 – нафтоносні горизонти; 7 – газоносні горизонти; 8 – водоносні горизонти; 9 – насуви; 10 – структурно-пошукові свердловини; 11 – рекомендовані свердловини; 12 – кути падіння порід; 13 – нафто-газо-водопрояви при бурінні.

На південно-західному крилі Яворівської луски пробурена глибока свердловина 1-Бітля (вибій 3145 м), якою розкрито два горизонти з газом.

З метою дорозвідки цих горизонтів неподалік від св. 1-Бітля розпочата бурінням свердловина 2-Бітля.

Література

Бойко Г.Ю., Анিকেєв С.Т. Структура Карпатського

поднадвига // Тектоника и нефтегазоносность поднадвиговых зон. – М.: Наука, 1990. – С. 53–60.

Бойко Г.Ю., Лозиняк П.Ю., Заєць Х.Б. та ін. Глибинна геологічна будова Карпатського регіону // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2003. – № 2. – С. 52–62.

Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – М.: Недра, 1968. – 263 с.

Лозиняк П.Ю. До вивчення геологічної будови Карпатської споруди // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 4. – С. 64–70.

Czemicki J. Warunki geologiczno-strukturalne pulapek i parametry złoŝ gazu ziemnego w miocenie autohtonycznym w strefie nasunięcia Karpat między

Rzeszowem i Przemyslem // Geofiz. i Geol. Naft. – 1978. – №.1-2.

Nej R. Rola rygla Krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenia złoŝ ropy i gazu // Pr. Geol. Komis.Nauk. Geol. PAN Krak. – 1968. – № 45. – S. 86.

СОВРЕМЕННЫЕ ВЗГЛЯДЫ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО СООРУЖЕНИЯ КАРПАТ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ НОВЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

П.Ю. Лозиняк, Я.Б. Мисюра

В работе рассмотрены вопросы структуро-дугового строения Центральных (Внутренних) и шарьяжной – Внешних Карпат, их сочленения с различными тектоническими элементами Восточноевропейской платформы. Важным моментом при детализации геологического строения Карпатского орогена было выделение по результатам гравиметрических и сейсмических исследований Подкарпатского рифтогена и установка под Сколевским покровом параавтохтонного Ясинского элемента. С последним связывают большие перспективы нефтегазоносности за счет выявления и отслеживания новой южной полосы глубинных складок. Кроме того, этот рифтоген вобрал в себя основные надвиговые массы флишевых и молассовых образований и определил современную дугообразную форму орогена. Перспективы поиска залежей углеводородов в аллохтонном комплексе связываются с антиклинальными складками, тектонически и литологически экранированными блоками отдельных складок-чешуй, а также (как новое направление) – с раскрытием приповерхностных поднадвиговых структур.

Ключевые слова: строение Карпат; Карпатский ороген; Подкарпатский рифтоген; глубинные складки; залежи углеводородов.

MODERN LOOKS TO THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF PLICATE BUILDING OF CARPATHIANS AND PROSPECT OF DEVELOPMENT OF NEW HYDROCARBON DEPOSITS

P.Yu. Lozyniak, Ya.B. Misiura

In the paper the questions of structural-arc structure of Central (Internal) and overthrust – External Carpathians, linkage with different tectonic elements of East European platform have been considered. The important moment during the detailization of geological structure of Carpathians orogen was picking out Under-Carpathian riftogen and the determination of paraautochthone Yasynskyi element under Skolivskyi cover according to the results of gravimetrical and seismic researches. The sufficient large prospects of oil-gas-bearing owing to exposure and tracing of the new South zone of deep folds. Besides this rifting absorbed for itself main overlap masses of flysch and molassa formations and it defined the modern arched form of orogen. The perspectives of searches of hydrocarbon deposits in allochtonic complex are because of normal anticlinal folds, tectonic and lithologic screened blocks of separate fold-slices, and also as a new direction – the discovery of presurface underthrust fault structure.

Key words: Carpathians structure; Carpathians orogen; Under-Carpathian riftogen; deep folds; hydrocarbon deposits.