

**НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА  
ВУГЛЕВОДНІВ УКРАЇНИ**

**КНИГА II**

**ЗАХІДНИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН**

NATIONAL JOINT-STOCK COMPANY "NAFTOGAZ OF UKRAINE"  
TARAS SHEVCHENKO NATIONAL UNIVERSITY OF KYIV  
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF COMBUSTIBLE  
MINERALS OF NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE

# **UNCONVENTIONAL SOURCES OF HYDROCARBONS OF UKRAINE**

MONOGRAPH

In eight books

**BOOK II**

**WESTERN GAS-BEARING REGION**

Kyiv  
Nika-Centre  
2014

НАЦІОНАЛЬНА АКЦІОНЕРНА КОМПАНІЯ «НАФТОГАЗ УКРАЇНИ»  
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА  
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН НАН УКРАЇНИ

# НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА ВУГЛЕВОДНІВ УКРАЇНИ

МОНОГРАФІЯ

У восьми книгах

**КНИГА II**

## ЗАХІДНИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН

Київ  
Ніка-Центр  
2014

УДК 550.8

ББК 26.34

Н57

Авторський колектив:

Крупський Ю.З., Куровець І.М., Сеньковський Ю.М., Михайлов В.А., Чепіль П.М., Дригант Д.М., Шлапінський В.Є., Колтун Ю.В., Чепіль В.П., Куровець С.С., Бодлак В.П.

Редакційна колегія:

Зейкан О.Ю., Михайлов В.А., Куровець І.М., Чепіль П.М.

Наукові редактори:

доктор геол.-мін. наук, академік НАН України Лукін О.Ю.,  
кандидат геол. наук Гурський Д.С.

Рецензенти:

доктор геол.-мін. наук, академік НАН України Гожик П.Ф.;  
доктор геол.-мін. наук, академік НАН України Старостенко В.І.;  
доктор геол.-мін. наук, чл.-кор. НАН України Павлюк М.І.

Рекомендовано до друку:

Науково-технічною радою НАК «Нафтогаз України» (протокол №4 від 26 липня 2013 р.);

Вченою радою геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (протокол № 10 від 27 лютого 2013 р.);

Вченою радою Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (протокол № 2 від 25 березня 2013 р.)

A geological structure of possible hydrocarbon deposits, connected with the black shale series, and gas from consolidated reservoir rocks of the West oil- and gas-bearing region were generalized, analyzed and studied. Areas promising for shale gas have been distinguished in the Lower Paleozoic deposits in the territory of Volyn-Podillya (Rava-Ruska-Krekhivska, Belzka, Skhidnolishchynska, Davydivska and Bairakivska). Prospects of gas presence of consolidated reservoir rocks of the Cambrian deposits of Volyn-Podillya and Oligocene deposits of the Krosno zone and Skybian of the Ukrainian Carpathians have been estimated. Assessment of oil and gas generation potential of the Menilite suite of Oligocene of the Inner zone of the Carpathian Foredeep and Foldee Carpathians has been given. Predictive resources of distinguished areas have been calculated.

**Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: монографія. У 8 кн. Кн. 2. Західний Н57 нафтогазоносний регіон / [Крупський Ю.З. та ін.] ; Нац. акціонерна компанія «Нафтогаз України» та ін. – К. : Ніка-Центр, 2014. – 400 с.**

ISBN 978-966-521-649-0

Проведено узагальнення, аналіз та вивчення геологічної будови можливих покладів вуглеводнів, пов'язаних із чорносланцевими товщами, та газу із ущільнених колекторів Західного нафтогазоносного регіону. Виділені ділянки, перспективні на сланцевий газ в нижньопалеозойських відкладах на території Волино-Поділля (Рава-Русько-Крехівська, Белзька, Східноліщинська, Давидівська та Байраківська). Оцінені перспектив газоносності ущільнених порід-колекторів відкладів кембрію Волино-Поділля та олігоцену зони Кросно і Скибової зони Українських Карпат. Дана оцінка нафтогазогенераційного потенціалу менілітової світи олігоцену Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та Складчастих Карпат. Підраховані прогностичні ресурси виділених ділянок.

Книга призначена для геологів, науковців, викладачів та студентів геологічних та гірничих спеціальностей.

УДК 550.8  
ББК 26.34

ISBN 978-966-521-649-0

## ЗМІСТ

|  |           |
|--|-----------|
| Перелік скорочень.....   | 9         |
| <b>ВСТУП.....</b>  | <b>11</b> |
| <b>1. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА І НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ КАРПАТСЬКОЇ НАФТОГАЗОНОСНОЇ ПРОВІНЦІЇ ВМЕЖАХ УКРАЇНИ.....</b>                          | <b>13</b> |
| 1.1. Геологічна будова.....  | 13        |
| 1.2. Нафтогазоносність.....  | 20        |
| <b>2. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ.....</b>  | <b>27</b> |
| 2.1. Геологічна будова.....  | 27        |
| 2.2. Нафтогазоносність.....  | 36        |
| 2.2.1. Прояви вуглеводнів в кембрійському комплексі порід.....   | 39        |
| 2.2.2. Прояви вуглеводнів у силурійському комплексі порід.....   | 41        |
| 2.2.3. Прояви вуглеводнів у девонському комплексі порід.....   | 43        |
| <b>3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ОСНОВНИХ ПРОДУКТИВНИХ КОМПЛЕКСІВ.....</b>   | <b>47</b> |
| 3.1. Особливості поверхонь кристалічного фундаменту, кембрію і домезозою.....  | 47        |
| 3.2. Особливості геологічної будови кембрійських відкладів.....  | 57        |
| 3.3. Особливості геологічної будови силурійських відкладів.....  | 62        |
| 3.4. Особливості геологічної будови девонських відкладів.....  | 81        |
| <b>4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ.....</b>  | <b>91</b> |
| 4.1. Умови формування чорносланцевих товщ.....   | 91        |
| 4.1.1. Історія геодинамічного розвитку регіону.....  | 91        |
| 4.1.2. Геодинамічні умови та фаціальні особливості формування чорносланцевих відкладів протерозою-палеозою.....                    | 93        |
| 4.2. Критерії газоносності чорносланцевих порід, органічна речовина, катагенетична зональність та сучасний геотермічний режим..... | 102       |
| 4.2.1. Критерії газоносності чорносланцевих порід.....   | 102       |
| 4.2.2. Органічна речовина в чорносланцевих відкладах, їх катагенетична зональність та сучасний геотермічний режим.....             | 103       |
| 4.3. Вибір перспективних ділянок.....  | 119       |
| 4.3.1. Рава-Руська ділянка.....  | 119       |
| 4.3.2. Східноліщинська ділянка.....  | 138       |
| 4.3.3. Давидівська ділянка.....  | 152       |
| 4.3.4. Белзька ділянка.....  | 169       |
| 4.3.5. Лудинсько-Монастирецька та Андріївсько-Бережанська перспективні зони.....   | 171       |
| 4.3.6. Прогнозна оцінка ресурсного потенціалу.....   | 175       |

---

|   |            |
|---|------------|
| <b>5. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ ЩІЛЬНИХ ПОРІД ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ .....</b>   | <b>181</b> |
| <b>6. ПЕРСПЕКТИВИ ОЛІГОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ КАРПАТ.....</b>  | <b>201</b> |
| 6.1. Менілітові сланці Карпат .....   | 201        |
| 6.2. Особливості геологічної будови .....   | 204        |
| 6.3. Мінералого-петрографічна та літолого-фаціальна характеристика.   | 214        |
| 6.4. Ранньодіагенетичні перетворення відкладів менілітової світи і формування нафтогазогенераційного потенціалу порід ..... | 232        |
| 6.5. Палеоокеанографічні умови нагромадження чорносланцевих товщ менілітової світи.....                                     | 239        |
| 6.6. Вміст органічного вуглецю в розрізі менілітової світи як індикатор можливості генерації вуглеводнів .....              | 249        |
| 6.7. Нафтогазогенераційний потенціал олігоценових відкладів .....   | 254        |
| <b>7. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ ЩІЛЬНИХ ПОРІД ОЛІГОЦЕНУ ЗОНИ КРОСНО І СКИБОВОЇ ЗОНИ КАРПАТ .....</b>                         | <b>269</b> |
| 7.1. Особливості геологічної будови.....  | 270        |
| 7.2. Ділянка Боберка-Сможе-Опорець (структура Боберка).....   | 311        |
| 7.3. Ділянка Лути-Буковець (структура Тихого).....  | 318        |
| 7.4. Ділянка Лазещина-Климуші (структура Максимець-Бистриця) . .  | 331        |
| 7.5. Ділянка Брустуранка-Яновець (структура Брустуранка) .....  | 349        |
| 7.6. Прогнозна оцінка газонасності.....   | 357        |
| <b>ВИСНОВКИ.....</b>  | <b>358</b> |
| <b>ЛІТЕРАТУРА .....</b>   | <b>360</b> |
| <b>ДОДАТОК. СВЕРДЛОВИНА РАВА-РУСЬКА-1 .....</b>   | <b>375</b> |
| <b>ВІДОМОСТІ ПРО АВТОРІВ.....</b>   | <b>398</b> |

## CONTENTS

|  |            |
|--|------------|
| <b>INTRODUCTION .....</b>  | <b>11</b>  |
| <b>1. GEOLOGICAL STRUCTURE AND OIL-GAS POTENTIAL OF THE CARPATHIAN OIL- AND GAS-BEARING PROVINCE WITHIN THE UKRAINE'S LIMITS.....</b>                | <b>13</b>  |
| 1.1. Geological structure .....  | 13         |
| 1.2. Oil and gas presence .....  | 20         |
| <b>2. VOLYN-PODILLYA OIL- AND GAS-BEARING REGION .....</b>   | <b>27</b>  |
| 2.1. Geological structure .....  | 27         |
| 2.2. Oil and gas presence .....  | 36         |
| 2.2.1. Shows of hydrocarbons in the Cambrian complex of rocks .....  | 39         |
| 2.2.2. Shows of hydrocarbons in the Silurian complex of rocks .....  | 41         |
| 2.2.3. Shows of hydrocarbons in the Devonian complex of rocks .....  | 43         |
| <b>3. GEOLOGICAL FEATURES OF BASIC PRODUCTIVE COMPLEXES .....</b>  | <b>47</b>  |
| 3.1. Special features of crystalline basement, Cambrian and Pre-Mesozoic . .   | 47         |
| 3.2. Special features of geological structure of the Cambrian deposits .....   | 57         |
| 3.3. Special features of geological structure of the Silurian deposits.....  | 62         |
| 3.4. Special features of geological structure of the Devonian deposits .....   | 81         |
| <b>4. PROSPECTS OF GAS PRESENCE IN SHALE FORMATIONS OF VOLYN-PODILLYA AREA .....</b>   | <b>91</b>  |
| 4.1. Forming conditions of black shale series.....   | 91         |
| 4.1.1. Short history of geodynamic development of the region.....  | 91         |
| 4.1.2. Geodynamic conditions and facies features of formation of black shale deposits of Proterozoic-Paleozoic.....                                  | 93         |
| 4.2. A set of criteria for gas-bearing potential of black shale rocks, organic material, its katagenetic zonation and modern geothermal regime ..... | 102        |
| 4.2.1. Criteria for gas-bearing potential of black shale rocks .....   | 102        |
| 4.2.2. Organic material in black shale deposits, its katagenetic zonation and modern geothermal regime .....   | 103        |
| 4.3. Selection of prospective areas.....   | 119        |
| 4.3.1. Rava-Ruska area.....  | 119        |
| 4.3.2. Skhidnolishchynska area .....   | 138        |
| 4.3.3. Davydivska area .....   | 152        |
| 4.3.4. Belzka area .....   | 169        |
| 4.3.5. Ludynsko-Monastyretska and Andriivsko-Berezhanska perspective zones .....   | 171        |
| 4.3.6. Predictive appraisal of resource potential.....   | 175        |
| <b>5. PROSPECTS OF GAS-BEARING POTENTIAL OF CONSOLIDATED ROCKS OF VOLYN-PODILLYA AREA.....</b>   | <b>181</b> |

|   |            |
|---|------------|
| <b>6. PROSPECTS OF THE OLIGOCENE DEPOSITS OF THE MENILITE SUITE OF THE CARPATHIANS.....</b>   | <b>201</b> |
| 6.1. Menilite shales of the Carpathians.....  | 201        |
| 6.2. Special features of geological structure.....  | 204        |
| 6.3. Mineropetrographic and lithological-facies description .....   | 214        |
| 6.4. Early diagenetic transformations of deposits of the Menilite suite and formation of oil and gas generation potential of rocks.....     | 232        |
| 6.5. Paleoceanographic conditions of accumulation of black shale series of the Menilite suite.....  | 239        |
| 6.6. Organic carbon content in the section of the Menilite suite as indicator of possible generation of hydrocarbons .....                  | 249        |
| 6.7. Oil and gas generation potential of the Oligocene deposits .....   | 254        |
| <b>7. PROSPECTS OF GAS-BEARING POTENTIAL OF CONSOLIDATED ROCKS OF OLIGOCENE IN THE KROSNO ZONE AND SKYBIAN ZONE OF THE CARPATHIANS.....</b> | <b>269</b> |
| 7.1. Special features of geological structure .....   | 270        |
| 7.2. Boberka-Smozhe-Oporets area (Boberka structure) .....  | 311        |
| 7.3. Luga-Bukovets area (Tykholo structure).....  | 318        |
| 7.4. Lazeshchyna-Klympushi area (Maksymets-Bystrytsia structure).....   | 331        |
| 7.5. Brusturanka-Yanovets area (Brusturanka structure).....   | 349        |
| 7.6. Predictive appraisal of gas-bearing potential.....   | 357        |
| <b>CONCLUSIONS.....</b>   | <b>358</b> |
| <b>REFERENCES.....</b>  | <b>360</b> |
| <b>ADDITION. RAVA-RUSKA-1 BOREHOLE.....</b>   | <b>375</b> |
| <b>INFORMATION ABOUT AUTHORS.....</b>   | <b>398</b> |



## ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

АК – акустичний каротаж.  
АК – апокатогенез.  
ВВ – вуглеводні.  
ВПТ – випробувач пластовий на трубах.  
ГДС – геофізичні дослідження свердловин.  
ГЗГ – головна зона газоутворення.  
ГЗН – головна зона нафтогазонакопичення.  
ГК – газовий каротаж.  
ГКПБ – газовий каротаж після буріння.  
ГО – газоносна область.  
ГРП – гідророзрив пласта.  
ГСЗ – глибинне сейсмічне зондування.  
ДДЗ – Дніпровсько-Донецька западина.  
ДКЗ – Державна комісія по запасах.  
ІЧ – інфрачервоний.  
КМЗХ – кореляційний метод заломлених хвиль.  
ЛПП – Львівський палеозойський прогин.  
МБК – мікробоковий каротаж.  
МВХ – метод відбитих хвиль.  
МК – метакатагенез.  
МСГТ – метод спільної глибинної точки.  
НАК – Національна акціонерна компанія.  
НГО – нафтогазова область.  
НПП – нафтогазова провінція.  
НГР – нафтогазоносний район, регіон.  
ОР – органічна речовина.  
ПК – протокатагенез.  
РОР – розсіяна органічна речовина.  
СГ – сланцевий газ.  
СЄП – Східноєвропейська платформа.  
СФЗ – структурно-формаційна зона.  
ТОС – вміст органічного вуглецю.  
ТТ – зона Тейссейра–Торнквіста.  
УЩ – Український щит.  
ХБ – хлороформний бітумоїд.  
С<sub>орг.</sub> – органічний вуглець.  
R<sub>o</sub> – коефіцієнт відбиття вітриніту.

---

---

## ВСТУП

Починаючи з 2010 р. НАК «Нафтогаз України» проводить дослідження проблеми нетрадиційних джерел вуглеводнів, у тому числі на території Західного нафтогазоносного регіону (НГР), що віддзеркалено у низці науково-виробничих звітів [174, 179, 180, 183, 206, 207, 209–213, 220]. В результаті цих робіт проведене узагальнення матеріалів попередніх досліджень, зібрано значний новий фактичний матеріал і надана прогнозна оцінка Західного НГР щодо сланцевого газу, газу ущільнених колекторів і сланцевої нафти. Матеріали цих досліджень лягли в основу цієї монографії.

Україна має значні ресурси сланцевого газу. Перспективними представляються також ресурси газу метану вугільних пластів Львівсько-Волинського вугільного басейну.

Метою роботи є узагальнення, аналіз та вивчення геологічної будови можливих покладів вуглеводнів, пов'язаних із чорносланцевими товщами, та газу із ущільнених колекторів. Для розуміння складності геологічної будови і нафтогазоносності Західного нафтогазоносного регіону в монографії висвітлено сучасний погляд на ці питання в українській частині Карпатської нафтогазоносної провінції з позиції тектоніки літосферних плит.

В Україні починаючи з другої половини 2010 р. у фахових виданнях з'явилися серйозні дослідження цієї проблеми, де звернена увага не тільки на теоретичне підґрунтя та досвід освоєння цього виду вуглеводнів за кордоном (переважно в США), але й на перспективи пошуку та видобутку сланцевого газу на власній території.

Важливе значення для розвитку ідей пошуків сланцевого газу (СГ) в Україні мають дослідження на території Польщі, яка вже декілька років проводить інтенсивне вивчення цієї проблеми, у тому числі в регіонах з геологічною будовою, подібною до будови прилеглих регіонів України. Тут за допомогою інвестиційних проєктів іноземних компаній виконані наукові роботи, які показали, що найбільш перспективними для пошуків СГ є нижньопалеозойські сланці Балтійського і Люблінського басейнів, у яких ресурси газу оцінюються відповідно в 1,4 трлн м<sup>3</sup> і 3 трлн м<sup>3</sup>. Люблінський басейн Польщі продовжується в південно-східному напрямі на територію України (Львівський палеозойський прогин). Однак слід зазначити, що на території України чорні, потенційно газоносні сланці луддовського ярусу силуру та тиверської світи девону відомі не тільки в цьому прогині, але й південно-західніше, в зоні зчленування Східно- та Західноєвропейських платформ, та південно-східніше від периклінального закінчення прогину на Волино-Подільській монокліналі.

Таким чином, територія Волино-Поділля від кордону з Польщею до кордону з Румунією, територія зчленування Східно- та Західноєвропейської платформ і північно-східна палеозойська основа Зовнішньої зони Передкарпатського прогину викликають інтерес для пошуків СГ, проте не всі вони однаково придатні для цього. Важливу роль відіграють геоморфологічні чинники (рельєф, наявність природних заповідників, охоронних зон та ін.), густота заселеності території, наявність промислових підприємств (шахти, нафтогазові родовища, тощо), а також основні критерії для пошуку СГ, які не є однаковими на всій цій території. Враховуючи ці чинники, для поглиблених досліджень чорносланцевих відкладів нижнього палеозою на території Волино-Поділля вибрані Рава-Русько-Крехівська, Белзька, Східноліщинська, Давидівська та Байраківська ділянки.

Менілітові чорні сланці олігоцену Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та Складчастих Карпат Карпатської нафтогазоносною провінції вважаються типовими нафтоматеринськими породами, тому дана оцінка їх нафтогазогенераційного потенціалу, вивчена перспективність щодо сланцевого газу Вигодської ділянки, ділянок у Внутрішній зоні на глибині нижче 6000 м.

Оцінка перспектив газозносності ущільнених порід-колекторів дається для відкладів кембрію Волино-Поділля та олігоцену зони Кросно і Скибової зони Українських Карпат.

Істотне значення при виборі ділянок досліджень мала забезпеченість фондовими матеріалами, у тому числі даними буріння і наявність зразків керн, де в пробурених свердловинах були вивчені властивості чорносланцевих порід, зокрема наявність органіки у відкладах.

На досліджуваних ділянках зібрані та проаналізовані матеріали буріння і геофізичних досліджень свердловин (ГДС) (у першу чергу тих, які розкрили перспективні горизонти), дані сейсмозвідки. Уточнена геологічна будова, вивчені петрофізичні параметри порід, їх петрографія та мінеральний склад, хімічні характеристики, вміст органічної речовини (ОР) і  $C_{орг.}$ , склад газу, зроблено прогноз нафтогазоносності.

---

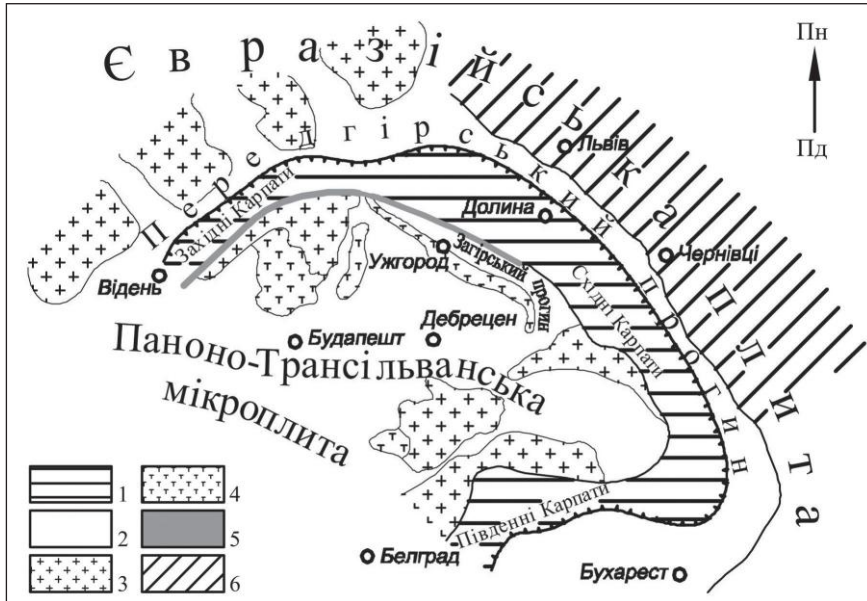
---

# 1. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА І НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ КАРПАТСЬКОЇ НАФТОГАЗОНОСНОЇ ПРОВІНЦІЇ В МЕЖАХ УКРАЇНИ

Короткий нарис вивчення геологічної будови Карпатської нафтогазової провінції (НПП) і сучасні уявлення про її формування і нафтогазоносність наведено з позиції тектоніки літосферних плит [75, 76]. Українські Карпати, Передкарпатський та Закарпатський прогини мають складну геологічну будову, містять в своїх надрах багато корисних копалин (нафта, газ, озокерит, сіль, сірка, поліметали, золото, мінеральні води, будівельні матеріали та ін.). Чудові ці території на поверхні (гори, низовини, ріки, потоки), прекрасні люди заселяють ці місця, цікава геологічна будова надр, історія їхнього геологічного розвитку та пізнання, повчальні історії відкриття тут корисних копалин, передусім нафти і газу – енергоносіїв, яким поки що гідної заміни не знайдено.

## 1.1. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА

У Карпатській складчастій споруді виділяють Західні, Східні і Південні Карпати. В межах України поширені Східні Карпати. Карпатська складчаста система складена потужними (до 6–10 км) товщами крейдово-палеогенового флішу, який має складчасто-покровну будову. У деяких місцях тильних частин флішового покриву на денну поверхню виходять вапнякові зони (Пеніни) і кристалічні масиви, сформовані метаморфічними утвореннями рифею, венду, кембрію і верхнього палеозою, а також відкладами мезокайнозою (Мармароський кристалічний масив на території України і Румунії). Пенінська вапнякова зона скель поділяє Східні Карпати на Зовнішні і Внутрішні. Східні Карпати мають прогини: передгірський – Передкарпатський, і загірський – Закарпатський. Складені вони потужними товщами молас отнангу, егенбургу, бадену і сармату, а також панону (Закарпаття). У Закарпатському прогині є неогенове Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо. В основі Передкарпатського прогину і передових складок Карпат бурінням відкрито відклади рифею, венду, кембрію, силуру, девону і мезозою, а інколи й палеогену в платформних фаціях пасивної окраїни Євразійської плити, на яку насунутий покрив Східних Карпат, чи, точніше, пасивна окраїна Євразійської плити підсунута під покрив Східних Карпат. Складчаста споруда Карпат, її основа і прогини розбиті численними порушеннями, у тому числі регіональними. У плані Карпатська гірська споруда утворює півколо, що огинає Панноно-Трансільванію з горами Апусені (рис. 1).



1 – флішова зона; 2 – моласові зони; 3 – кристалічні масиви; 4 – ефузивні масиви; 5 – вапнякова зона; 6 – Волино-Поділля.

Рис. 1. Оглядова карта Карпатського регіону (Доленко Г.Н., 1968 р.)

Така складна геологічна будова і конфігурація Карпатської складчастої споруди привертала увагу багатьох учених різних країн.

Вивчення геології Карпат розпочалося в першій половині ХІХ ст. До найбільш ранніх належать праці Ю. Медвецького, М. Пауля, Ф. Шмідта, Т. Запаловича, В. Баковського, Е. Дуніковського та ін. Уперше про лускувату будову Карпат зазначено в праці Р. Зубера «Фліш і нафта», виданій 1918 р. Інтенсивним дослідженням геології Карпат сприяли відкриття родовищ нафти в другій половині ХІХ ст. До початку Другої світової війни за результатами вивчення поверхневої геології Карпат видано багато публікацій і «Геологічну карту Східних Карпат» м-бу 1:200 000, де були виділені основні зони Карпат, Передкарпаття і Волино-Поділля.

У післявоєнний час геологію Карпат і Передкарпатського прогину вивчали російські геологи М. Муратов (1949 р.), А. Богданов, який вперше виділив у Передкарпатському прогині Зовнішню і Внутрішню зони (1949 р.), В. Славін (1968 р.). Зазначимо, що твердження цих дослідників про структуру Східних Карпат як великого антиклінорію з виходом на денну поверхню в його ядрі кристалічних порід Мармароського масиву, не підтвердились.

О. Вялов розробив схему тектонічного районування територій (1953 р.). У Внутрішній зоні прогину вперше виділено три підзони, які відрізняються виходом на денну поверхню різновікових товщ. У дослідженнях, виконаних О. Вяловим разом з В. Буровим і Л. Каретниковим, зазначено про можливість розвитку автохтонного флішу під насувами глибинних складок Внутрішньої зони прогину (1966 р.).

Геологічна будова Карпат і Передкарпатського прогину, згідно з геофізичними даними, висвітлена в працях С. Субботіна (1955 р.), В. Сологуба, А. Чекунова (1967 р.).

Дослідженню геології Передкарпатського прогину присвячені численні публікації Г. Доленка зі співавторами (1962, 1976, 1980 рр.). Учений приділяв багато уваги глибинним розломам та їхньому впливу на нафтогазоносність прогину, виділяв у прогині поперечні депресії та підняття, зробив висновок про глибинне походження нафти в Карпатах і Віденському басейні. Г. Доленко зі співавторами видав низку монографій, якими зробив значний внесок у вивчення геології і нафтогазоносності Карпатського регіону.

Низку важливих питань геології Карпат і Передкарпатського прогину вирішив В. Глушко. Він запропонував поділ Внутрішньої зони на дві підзони – Бориславсько-Покутську і Долинсько-Слобідську. У Зовнішній зоні учений виділив Угерську, Станіславську і Косівську підзони, а в подальших дослідженнях у Внутрішній зоні – Покутсько-Ойтузинський антиклінорій і Самбірсько-Бухуський синклінорій (1968 р.) [36].

У 1969 р. В. Буров, В. Глушко, В. Шакін, П. Шпак запропонували новий поділ Передкарпатського прогину на три самостійні зони: Зовнішню (Більче-Волицьку), Самбірську і Бориславсько-Покутську. Ця схема офіційно прийнята і сьогодні, хоча, згідно з нею, у рівноцінні зони зведені комплекси автохтону й алохтону. Покривна структура Передкарпатського прогину описана в низці праць Ю. Крупського (1971, 1975 рр.).

Публікації, які висвітлюють формування Карпат з позиції тектоніки літосферних плит, з'явилися у 1970-ті роки. Багато публікацій належить іноземним ученим – П. Гедерварі (1974 р.), Е. Садецькі-Кардошу (1978 р.), Р. Нею (1975 р.), Н. Герцу, Г. Саву (1974 р.) та ін.

Г. Доленко, Л. Бойчевська, Л. Данилович та ін. (1976 р.) зазначають про вирішальну роль тектоніки плит у формуванні складчастої споруди Карпат. Вони довели наявність палеосейсмофокальної зони Беньофа в межах Внутрішніх Карпат і те, що ця зона занурена під Складчасті Карпати.

У праці А. Чекунова (1976 р.) наведено критичний огляд публікацій про застосування тектоніки літосферних плит до Карпатського регіону. Автор зробив висновок про неможливість тут такого процесу. Формування складчастої споруди Карпат він пов'язував з тангенціальним тиском великого астеноліту, який розширювався під Угорськими западинами. З дуже високими температурами в тілі цього астеноліту пов'язували також сучасну сейсмофокальну зону Вранча в Румунських Карпатах.

Г. Свириденко у 1978 р. опублікував критичний нарис концепцій нової глобальної тектоніки щодо Карпато-Панонсько-Динарського регіону. Я. Совчик також критично ставився до ідей нової глобальної тектоніки і розглядав покривну структуру флішових Карпат з позиції гравітаційного тектогенезу (1984 р.). С. Крутлов зі співавторами (1985 р.), розвиваючи вчення про геодинаміку Карпат, головно ґрунтувалися на дії механізмів тектонічних рухів з боку розігрітих мас під Панонською і Трансільванською западинами [27]. Вони

пояснювали причину виникнення цих мас з позиції періодичного стиснення і розширення земної кори (Землі, що пульсує).

Формування Карпатської провінції вуглекислих мінеральних вод у зв'язку з тектонікою плит розглянуто В. Колодієм (1989 р.) [64]. Дослідник дотримувався схеми піднасуву океанічної плити під континентальну в напрямі з південного заходу на північний схід, проте визнав континентальний характер Панонської мікроплити й уважав, що північно-східна межа поширення вуглекислих вод приблизно збігається з смугою різкого зниження теплових потоків від 70–75 до 38–40 мВт/м<sup>2</sup>. На підставі ізотопного складу вуглецю у вуглекислоті і невеликих домішок метану у вуглекислих мінеральних водах В. Колодій стверджував, що вуглекислий газ має глибинне походження і його великі маси генетично пов'язані з процесами занурення кори та дією на занурені породи високих температур, що призвело до їхнього переплавлення.

У більшості наведених публікацій для побудови моделей формування Українських Карпат використовувалися дані ГСЗ (глибинного сейсмічного зондування) за трьома перерізами. У 1980–1990-х роках виконано нові тектонічні побудови Українських Карпат («Тектонічна карта Українських Карпат» за редакцією В. Глушка, С. Круглова (1986 р.) [133] і «Структурно-тектонічна карта західних областей України», за редакцією М. Бударкевича, Е. Дворянина (1991 р.).

О. Ступка, розглядаючи природу неогенового вулканізму Карпато-Панонського регіону, дійшов висновку про доцільність застосування тут побудов, виходячи з позицій тектоніки плит, та беручи до уваги ідеї і концепції тектонічного розшарування літосфери і двоярусної схеми колізії (1998 р.).

Ю. Крупський у 2001 р. [75] запропонував механізм формування структури Карпатського регіону за схемою колізії і пологої субдукції континентальної плити Євразії з субконтинентальною корою Панонії і розміщення зони пологої субдукції під Закарпатським прогином. Аналізуючи геодинамічні умови формування нафтогазоносних провінцій України, М. Павлюк зі співавторами (1998 р.) вважає, що Карпатська нафтогазоносна провінція сформована геодинамічним режимом, у якому процеси в піднасуві відрізнялися від класичної субдукції, і геосинклінальний простір зменшився під дією насувів і складчастості в верхній частині кори, а нижні гранітно-метаморфічні комплекси і вулкано-осадові товщі, які не брали участі в процесі формування насувів, одночасно (під час альпійської складчастості) субгоризонтально підсувалися під сусідні континентальні блоки. Ці вчені дотримуються погляду, що спершу підсув відбувався з південного заходу на північний схід і тільки в міоцені його напрям змінився на протилежний.

Важливе значення для розуміння геології Карпат має вивчення будови і причин утворення Мармароського кристалічного масиву. Погляд радянських геологів про те, що масив – це «давнє ядро» Карпат, сьогодні має тільки історичне значення. Існують уявлення, що цей масив є низкою горст-антикліналей, які чергуються з грабен-синкліналями на межі двох розгалужень Закарпатського розлому, а також, що масив – це покрив, відірваний від «коріння» і переміщений на північний схід. Є думка, що породи масиву належать до офіолітів

Мезотетису. Ми для пояснення геодинамічних умов формування Мармароського кристалічного масиву, використовуючи карту локальних аномалій сил тяжіння С. Субботіна та аналізуючи можливі варіанти закриття басейнів, дійшли висновку, що масив сформований геодинамічними процесами, відповідно до теорії літосферних плит (рис. 2).



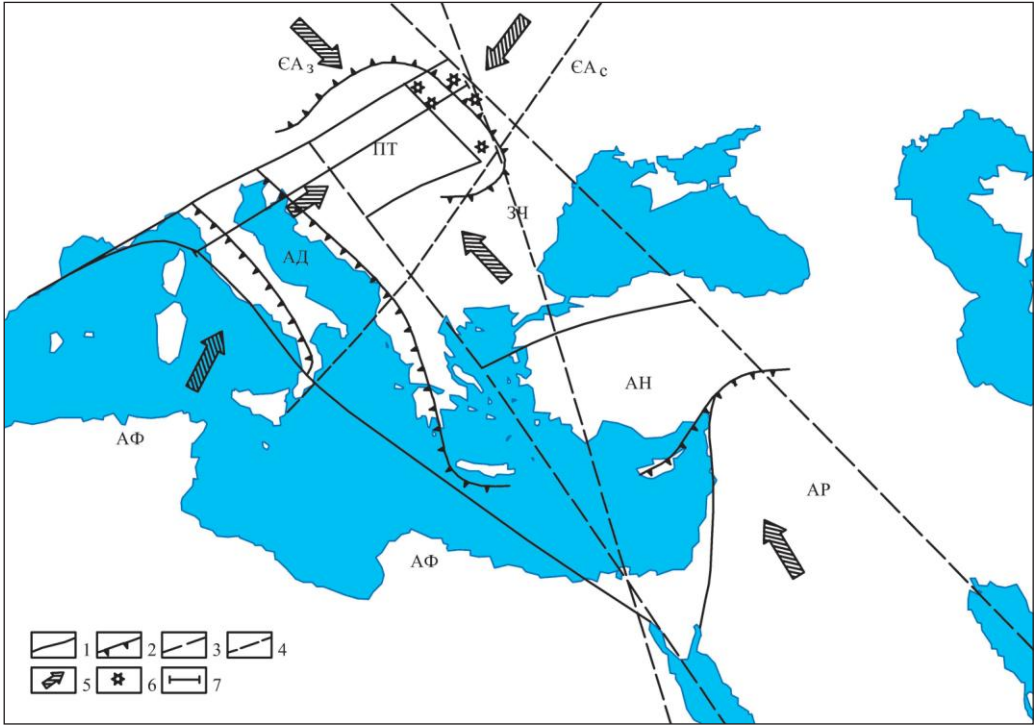
Рис. 2. Профіль локальних аномалій сил тяжіння по лінії Тячів – Рахів – Путила – Лопушна

Це дослідження стало ще одним аргументом на користь формування Карпат з позиції підсуву Євразійської плити зі Східноєвропейською та Західноєвропейською мікроплитами під мікроплиту Панно-Трансильванії з пологою сейсмофокальною зоною під Закарпатським прогином (рис. 3, 4). До аргументів, наявних у Закарпатському прогині, належать: наявність офіолітів, післяорогенний магматизм, збільшення теплових потоків, різноманітність флюїдопроявів, металогенічне зруденіння, наявність інтрузивних тіл, підняття межі Мохо, гравіметричний репер зони зіткнення, подібний до маркування Японської зони субдукції, а також покривно-складчаста структура Карпат. На підставі сучасного розуміння геологічної будови і геодинамічного розвитку Карпат та Передкарпатського прогину запропоновано виділяти тут основу прогину – алохтон, та насунутий комплекс відкладів – алохтон. В основі прогину виділено Зовнішню зону з її північно-східною та південно-західною глибокоопущеною (Лопушнянською) підзонами та Внутрішню зону, межа між якими проходить по Передкарпатському розлому, який трасується по регіональному мінімуму аномалій сил тяжіння. У насунутому комплексі виділено зону насунутих молас, насунутих структур з моласами і флішом та насунуті зони Складчастих Карпат (рис. 5).

На завершення огляду сучасного розуміння геологічної будови Карпат і їхніх прогинів, зазначимо: сьогодні майже всі дослідники визнають покривно-складчасту будову гірської системи. Більшість з них дотримується думки, що



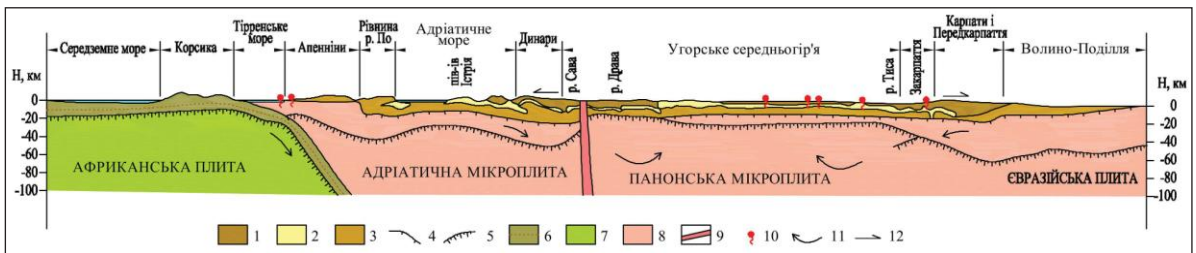
1. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА І НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ КАРПАТСЬКОЇ НАФТОГАЗ. ПРОВІНЦІЇ



Плити: ЄА – Євразійська; АФ – Африканська; АР – Аравійська. Мікроплити: ЄАс – Східноєвропейська; ЄАз – Західноєвропейська; ПТ – Панноно-Трансільванська; АД – Адриатична; ЗЧ – Західночорноморська; АН – Анатолійська.

1 – межі плит; 2 – фронтальні лінії складчасто-насувних зон; 3 – трансформні розломи; 4 – розломи планетарного значення; 5 – напрям руху плит і мікроплит; 6 – сучасні сейсмаактивні зони в Карпатах і на Волино-Поділлі; 7 – лінія схематичного глибинного розрізу.

Рис. 3. Механізм формування Апенін і Карпато-Динарид [75]



1 – неоген-палеоген, 2 – мезозой, 3 – палеозой, 4 – межа кристалічного фундаменту, 5 – границя Моховоричича, 6 – океанічна кора, 7 – континентальна кора, 8 – астеносфера, 9 – глибинні розломи, зони глибинних розломів, покриви, насуви, 10 – ефузиви, інтрузиви, вулкани, 11 – напрями руху мікроплит і плит, 12 – напрями руху окремих блоків та покривів.

Рис. 4. Схематичний глибинний розріз по лінії Волино-Поділля – Середземне море [75]

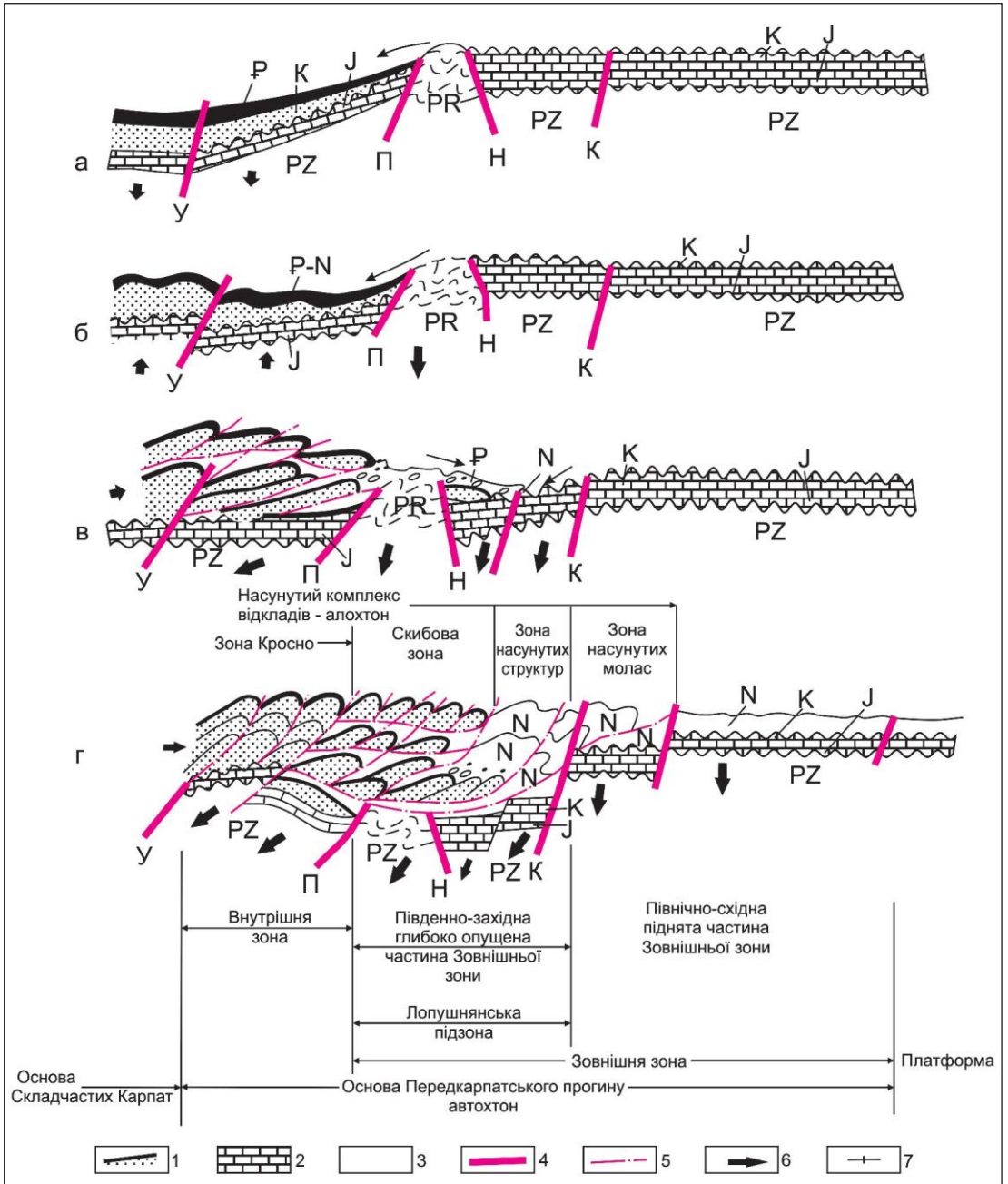


Рис. 5. Схема геологічного розвитку та районування Передкарпатського прогину [75]

під час формування системи вирішальну роль відіграли рухи плит. Проте напрям горизонтальних рухів, їхня глибинність, роль і значення вертикальних переміщень, формування флішу, його джерел, взаємовідношення з прилеглими масивами, глибинні розломи території, потребують подальшого вивчення.

## 1.2. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ

На західних теренах України нафту вперше почали видобувати в 1771 р. біля с. Слобода-Рунгурська на Коломийщині з глибини 24 м із колодязя, який копали для видобутку солі. Цікаво, що зі Слобода-Рунгурського промислу нафту видобувають ще й тепер.

Одним із перших нафтових центрів не тільки України, а й світу був Борислав. Тут у 1886 р. вперше почали буріння свердловин ударним способом. У Бориславі пробурено свердловини з унікально великими дебітами нафти. Наприклад, у 1865 р. зі свердловини «Файлер-1» з глибини 807 м одержано 400 т нафти за добу, а 1908 р. зі свердловини «Ойл-сіті» – 3000 т нафти за добу, що є унікальним досягненням у світовому масштабі. І досі на нафтових промислах Бориславського нафтогазоносного району продовжують видобувати нафту.

До середини ХІХ ст. використання нафти було незначним, і, відповідно, попит на неї був невеликий. Ситуація змінилася, коли у 1853 р. у Львові Ян Зег та Ігнатій Лукасевич провели технічне очищення нафти і винайшли газову лампу. Цього ж року такими лампами почали освітлювати аптеку, а потім і львівський госпіталь. Застосування фракцій нафти для освітлення інтенсифікувало її видобуток у світі, і на відзначення 150-річчя цієї події у 2003 р. у Львові, на початку вул. Коперника на фасаді аптеки, в якій зроблено це відкриття, встановили меморіальну дошку.

Тепер на заході України виділяють Карпатську нафтогазоносну провінцію і Волино-Подільську нафтогазоносну область (НГО). У складі Карпатської НПП розрізняють Передкарпатську нафтогазоносну область з Більче-Волицьким і Бориславсько-Покутським нафтогазоносними районами (НГР) та НГР платформного автохтону, НГО Складчастих Карпат зі Скибовим і Кросненським НГР і Закарпатську газоносну область (ГО) з Мукачівським та Солотвинським газоносними районами (ГР). Усього в Карпатській НГО відомо 112 родовищ вуглеводнів. З них у Передкарпатській НГО – 102 родовища, в НГО Складчастих Карпат – 5, у Закарпатській ГО – 5. У Волино-Подільській НГО відкрито 2 родовища газу (Великомостівське, Локачинське) і один нафтопрояв (Павлівський), які пов'язані з відкладами середнього девону.

У Західному НГР, до якого належить Карпатська НПП і Волино-Подільська НГО, пробурено понад 3000 пошуково-розвідувальних свердловин з 6,5 млн м проходки. Основною з видобутку вуглеводнів є Передкарпатська НГО.

У Більче-Волицькому НГР (Зовнішня зона) відомо чотири родовища важкої нафти у карпат-юрських відкладах ( $\rho_n = 900\text{--}1010 \text{ кг/м}^3$ ) та газу в сарматських відкладах, п'ять газоконденсатних родовищ та 54 родовища вільного газу. Газові поклади приурочені, головню, до відкладів сармату в північно-західній частині

НГР і бадену в його південно-східній частині. Залягають вони на глибинах від 80 (Черемхівсько-Струпківське родовище) до 3 700 м (Залужанське).

Найбільшим з цих родовищ є Рудківське газове родовище з початковими запасами >33 млрд м<sup>3</sup> (рис. 6).

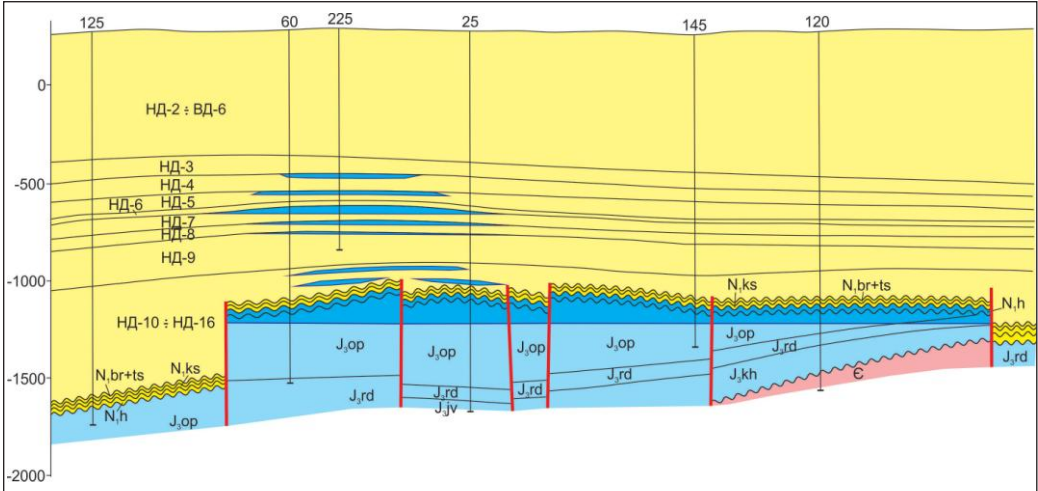


Рис. 6. Рудківське родовище. Геологічний розріз [3]

Газ родовищ суттєво метановий (CH<sub>4</sub> від 92,0 до 99,4 %), у незначних кількостях присутні етан, пропан, бутан, пентан і вищі вуглеводні, а з неуглеводневих газів також у незначних кількостях – азот і вуглекислий газ.

У цьому НГР видобуток газу вперше в Україні розпочався в 1924 р. на Дашавському родовищі. В ознаменування цієї події тут встановлено меморіальний знак. Газ із родовища спочатку подавали до м. Стрий, потім до м. Львів, а згодом, у післявоєнні роки, були побудовані газопроводи Дашава–Київ, Дашава–Москва, Дашава–Мінськ, і ці міста забезпечували природним газом Західної України. Зазначимо, що всього із надр Західного регіону видобуто понад 255 млрд м<sup>3</sup> вільного газу. Звичайно, у той час, коли газом забезпечували і Москву, і Мінськ, про якісь кошти за нього не могло бути й мови. В 1940–1960-ті роки на Львівщині окрім Дашавського родовища, запаси якого значно зросли, були відкриті інші родовища зі значними запасами, такі як Більче-Волицьке, Угерське, Рудківське, Садковицьке, Пинянське, Залужанське та інші, газ із них видобувають дотепер. Після відкриття цих основних газових родовищ в цьому НГР відкрито низку дрібних родовищ.

У Бориславсько-Покутському НГР відкрито 38 родовищ, з них вісім – нафтогазоконденсатних і тридцять нафтових. Поклади вуглеводнів приурочені до відкладів палеогену, у яких чорні сланці менілітової світи олігоцену вважають типовою нафтоматеринською породою. Поклади відомі від денної поверхні (Космацький нафтопрояв у Покутських Карпатах, поклад Кубаш-Луква в Майданському тектонічному піввікні) до 5810 м на Соколовецькому родовищі (рис. 7). Найбільшим за запасами в НГР є Битків-Бабченське нафтогазоконден-

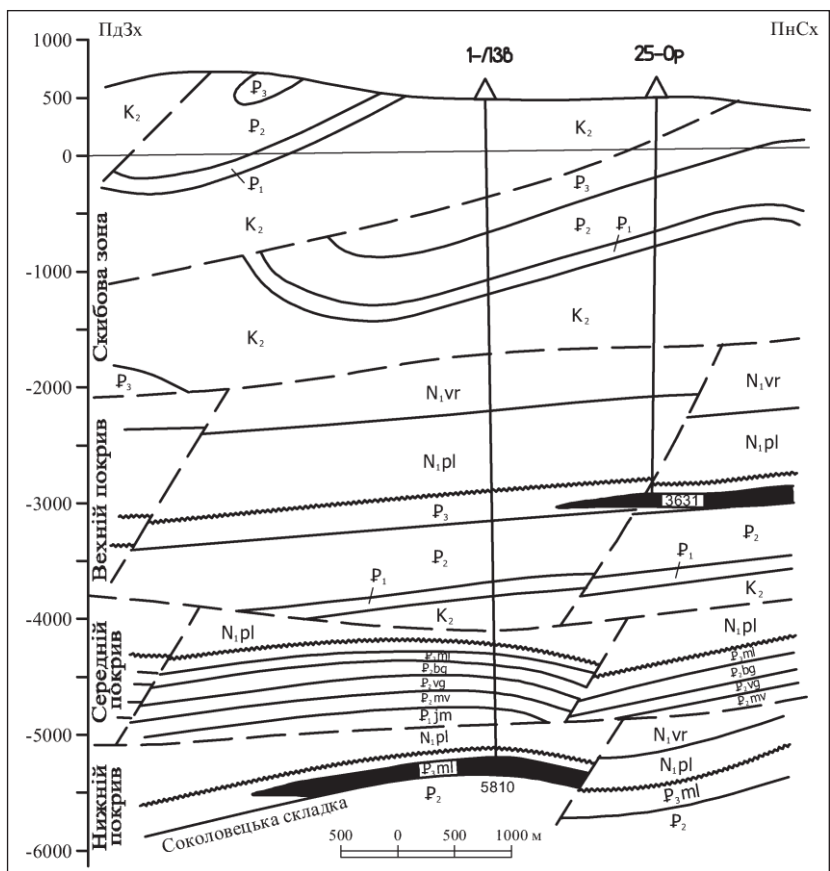


Рис. 7. Соколовецьке нафтове родовище. Геологічний розріз [75]

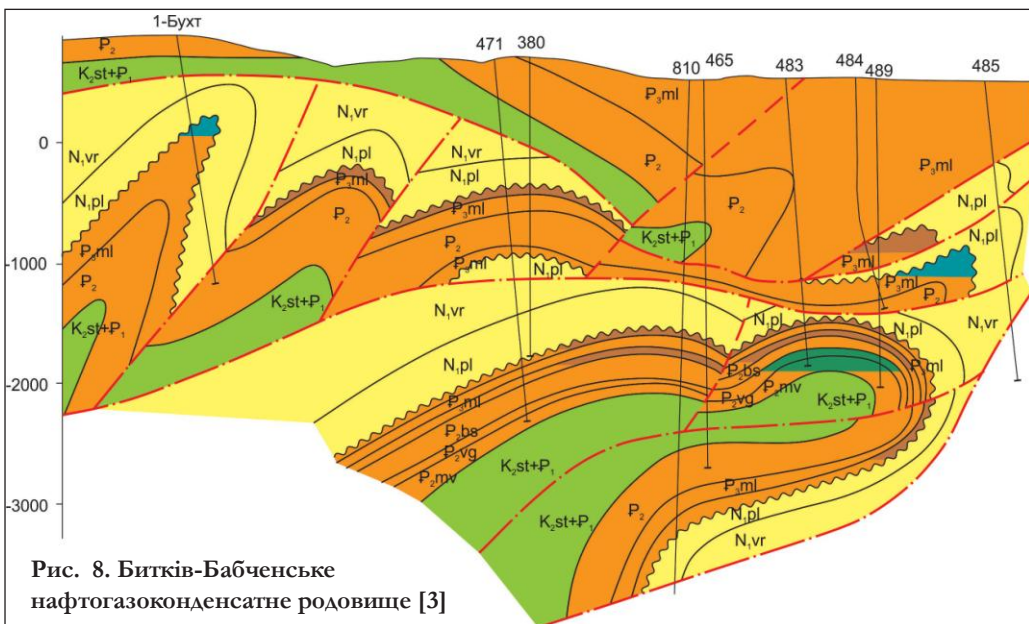


Рис. 8. Битків-Бабченське нафтогазоконденсатне родовище [3]

сатне родовище (рис. 8) з такими початковими видобувними запасами: нафти – понад 12 млн. т, розчиненого газу – 9,5 млрд м<sup>3</sup>, вільного газу – 46,4 млрд м<sup>3</sup>, конденсату 1,8 млрд м<sup>3</sup>, всього близько 70 млн т УП.

Нафти Бориславсько-Покутського НГР дуже якісні та цінні. Вони мають густину 800–880 кг/м<sup>3</sup>, високий вміст парафіну – до 12 масових відсотків, малий вміст смол, асфальтитів та сірки, високий вихід бензинових фракцій.

У НГР платформного автохтону (піднасув Карпат) у Чернівецькій обл. 1984 р. відкрито Лопушнянське нафтове родовище (рис. 9). Нафтоносними є відклади юри, крейди і платформового палеогену. Дебіти нафти досягають 200 т/добу.

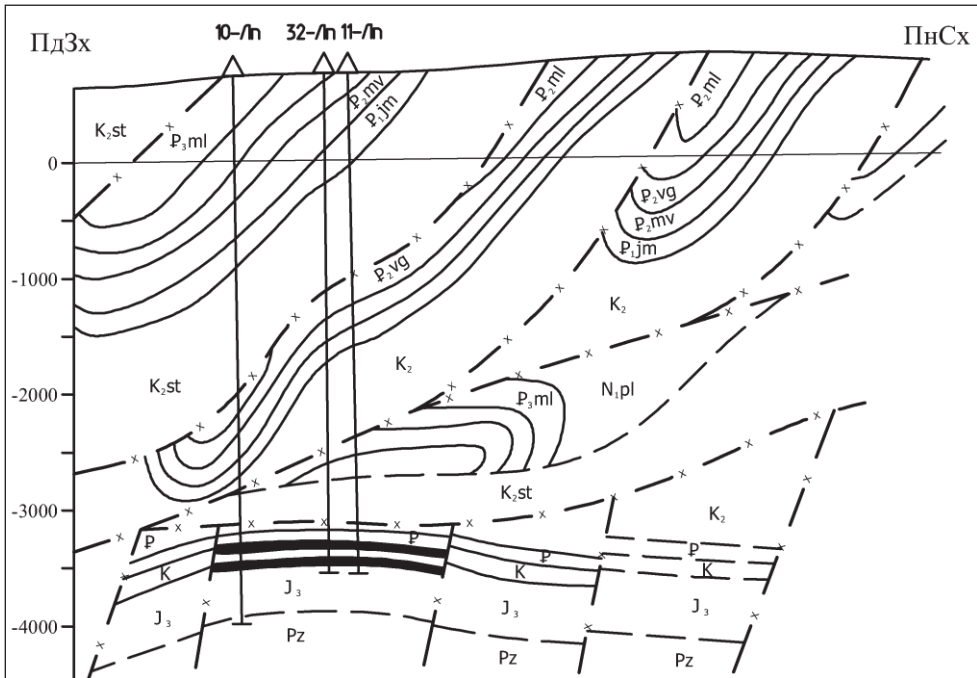
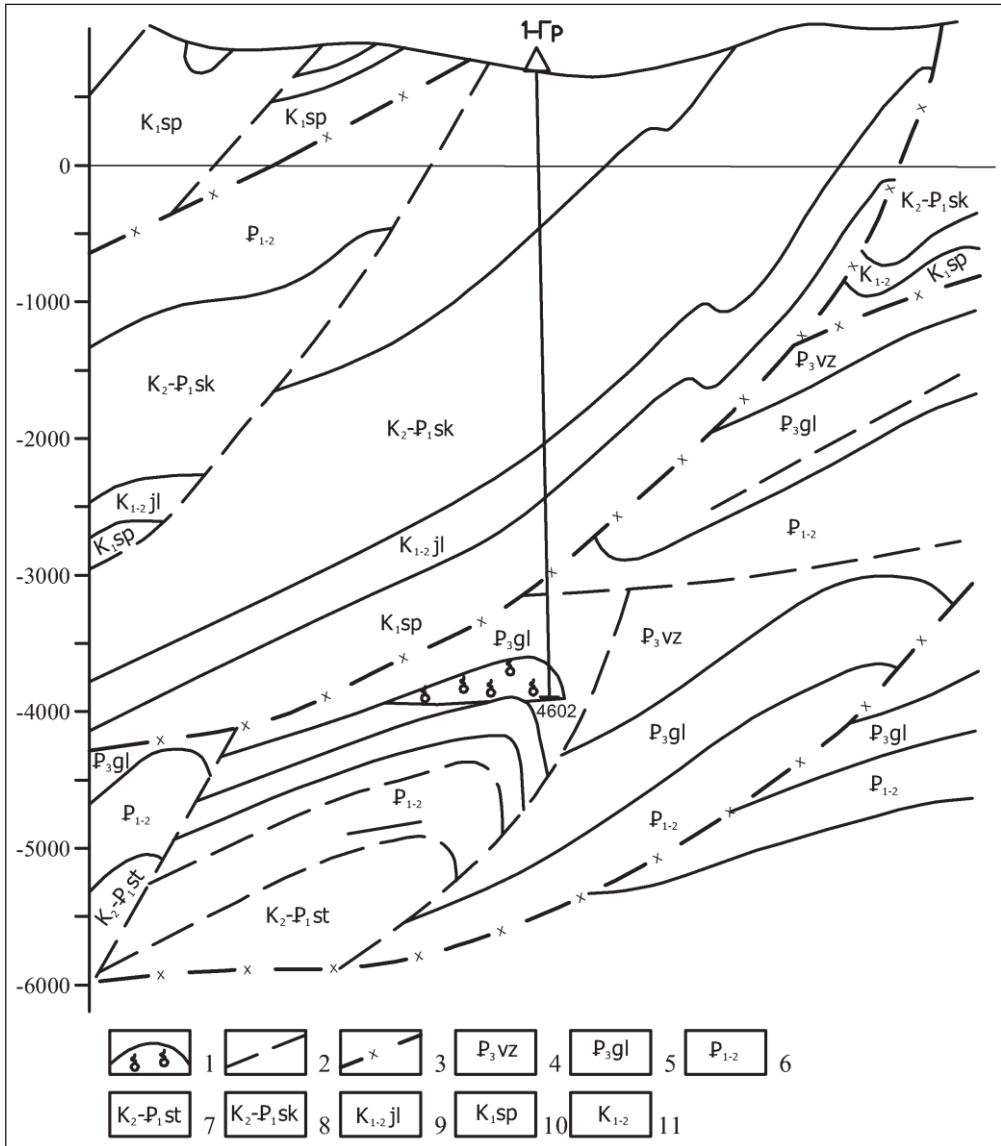


Рис. 9. Лопушнянське нафтове родовище. Геологічний розріз [75]

У НГО Складчастих Карпат, у Скибовому НГР відомо 28 родовищ, зокрема Східницьке, Стрільбицьке, Ріпнянське, Верхньо-Масловецьке, Зворівське і низка нафтопроявів. Поклади нафти залягають на незначних глибинах, вони приурочені до відкладів палеогену та стрийської світи верхньої крейди. Зі Східницького родовища видобуто близько 3 млн т нафти, воно закінчене розробкою, яка тривала понад 100 р. На пізній стадії розробки перебуває Ріпнянське родовище. Нещодавно відкриті Зворівське і Верхньо-Масловецьке родовища.

На державному балансі в Кросненському НГР числиться тільки одне, Гринявське родовище, відкрите на глибинах 4600–4400 м у Покутських Карпатах (рис. 10), однак тут, як і в Скибовому НГР, відомо численні поверхневі нафтопрояви і газопрояви (іноді потужні) в низці свердловин.



1 – поклад газу, 2 – насув скиб і лусок, 3 – фронтальні насуви підзон (субпокровів), 4 – олігоцен, верховинська світа, 5 – олігоцен, головецька світа, 6 – палеоцен–еоцен, нерозчленований, 7 – верхня крейда–палеоцен, стрийська світа, 8 – верхня крейда–палеоцен, скупівська світа, 9 – нижня крейда–верхня крейда, яловецька світа, 10 – нижня крейда, шепітська світа, 11 – нижня–верхня крейда нерозчленована.

Рис. 10. Гриняївське газове родовище. Геологічний розріз [75]

У Закарпатській газоносній області перше родовище (Солотвинське) відкрите 1982 р. Тепер тут відомо п'ять родовищ вуглеводневого газу. В Мукачівському НГР – це Русько-Комарівське (рис. 11), Королівське і Станівське родовища, а в Солотвинському НГР – Солотвинське і Дібровське газові родовища.

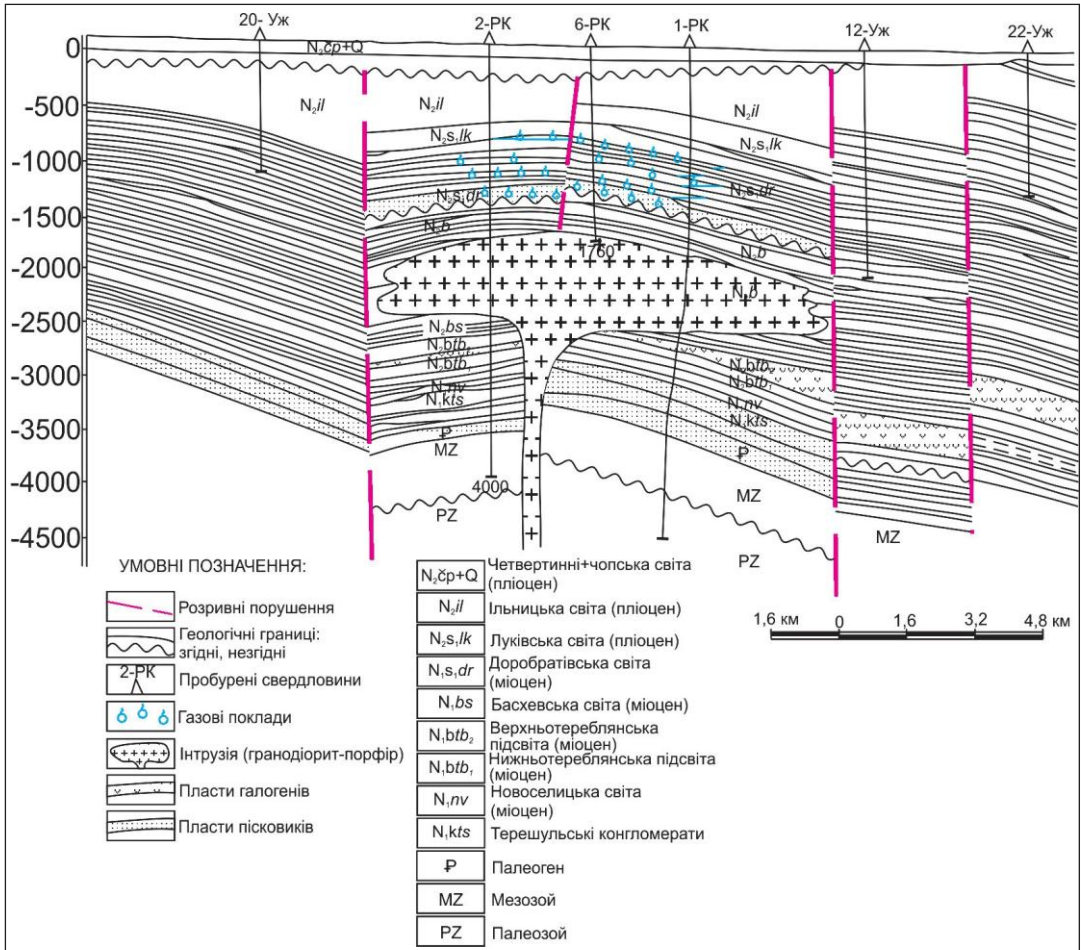


Рис. 11. Русько-Комарівське газове родовище. Геологічний розріз [75]

Родовища дрібні за запасами. Газ цих родовищ окрім метану (56–96 %), містить незначні кількості гомологів метану та багато азоту (до 39 %) і  $CO_2$  (від 0,11 % до 2,35 %, Русько-Комарівське родовище). Відкрито також Мартівське родовище вуглекислого газу (98 %  $CO_2$ ) в Мукачівській западині. Газ Закарпатської ГО, швидше за все, магматичного походження.

Майже всі родовища зі значними початковими запасами на заході України тепер є на пізній стадії розробки, тобто більшу частину вуглеводнів із них видобуто. Всього з початку розробки з усіх родовищ досі видобуто понад 255 млрд  $m^3$  вільного газу, майже 45 млрд  $m^3$  газу, розчиненого в нафті, та 113 млн т нафти з конденсатом. Чи означає це, що ресурси вуглеводнів тут вичерпані? Звичайно, що ні! За даними вчених Львівського відділення УкрДГРІ, нерозвідані ресурси в західному регіоні України становлять: вільного газу в 1,7 раза більше від уже видобутої його кількості, нафти з конденсатом – більше від видобутих у 2,6 раза, розчиненого газу – в 1,8 раза.



Привертає увагу нерівномірність геологічного вивчення окремих частин регіону. Найбільш вивчена Передкарпатська НГО, тоді як НГО Складчастих Карпат, Волино-Подільська та Закарпатська ГО вивчені в рази менше. Це дає підставу говорити, що в таких недостатньо розвіданих регіонах будуть відкриті нові запаси вуглеводнів. Одним з найменш вивчених є НГР платформного автохтону (піднасув Карпат). З відкладами цього НГР пов'язують значні нерозвідані видобувні ресурси. Тільки в Покутсько-Буковинській частині цього НГР сейсморозвідкою виявлено понад десять об'єктів, подібних до Лопушнянського родовища. Низку об'єктів підготовлено до буріння. Глибини свердловин тут можуть досягати 6,0–6,5 км. Цей НГР з очікуваними великими дебітами нафти зі свердловин дуже перспективний для інвестицій.

Великі перспективи нафтогазоносності прогнозують у НГО Складчастих Карпат, особливо в її Скибовому НГР [184, 185]. Недавнє відкриття тут двох родовищ – початок реалізації цих перспектив. Виявлено близько 30 перспективних структур, деякі підготовлені до глибокого буріння. Глибини свердловин невеликі, головню, до 3 км, що важливо для інвесторів. У Кросненському НГР також є низка перспективних об'єктів на різних глибинах. Їх необхідно вивчити сейсморозвідкою і, звичайно, бурити нові свердловини.

Недостатньо геологічно вивчена Закарпатська ГО, тому ступінь реалізації досить значних нерозвіданих видобувних ресурсів тут мізерний. Тут потрібно продовжити сейсморозвідувальні та бурові роботи.

Незважаючи на добру геологічну вивченість і високий ступінь реалізації початкових видобувних ресурсів, дуже перспективною є територія Передкарпатської НГО, особливо її Більче-Волицького НГР. Враховуючи нові підходи до вивчення регіону з позицій розвитку донеогенового палеорельєфу, виділено низку перспективних об'єктів, вивчення яких геофізикою і бурінням дасть змогу не тільки стабілізувати, а й збільшити видобуток газу. Певні перспективи пов'язують з Бориславсько-Покутським НГР, особливо в його північно-західній і південно-східній частинах.

Недостатньо вивчені карбонатні відклади силуру і верхнього девону Волино-Поділля та юри Передкарпаття. В цих відкладах достатньо обґрунтовано прогнозують поклади вуглеводнів, пов'язані з рифовими спорудами.

Сучасні підходи до виявлення нових нетрадиційних об'єктів вуглеводнів і сучасні технології їхнього видобутку дали змогу спрогнозувати на заході України великі можливості з пошуку родовищ «сланцевого» газу і газу з ущільнених колекторів. Перспективи пошуку газу із чорносланцевих порід пов'язують передусім з відкладами силуру Волино-Поділля та менілітової світи Карпатської НГП, а газу ущільнених порід – з відкладами кембрію Волино-Поділля та палеогену Карпатської НГП. На заході України розвинена інфраструктура нафтогазового комплексу. Тут є п'ять підземних сховищ газу, чотири нафто- і один газопереробний завод, розгалужена мережа нафто- і газопроводів, функціонують наукові організації, бурові та видобувні підприємства. Усе це і, особливо, значні перспективи подальшої нафтогазоносності дають підстави сподіватися на відродження території як великого центру видобутку нафти і газу України.

---

---

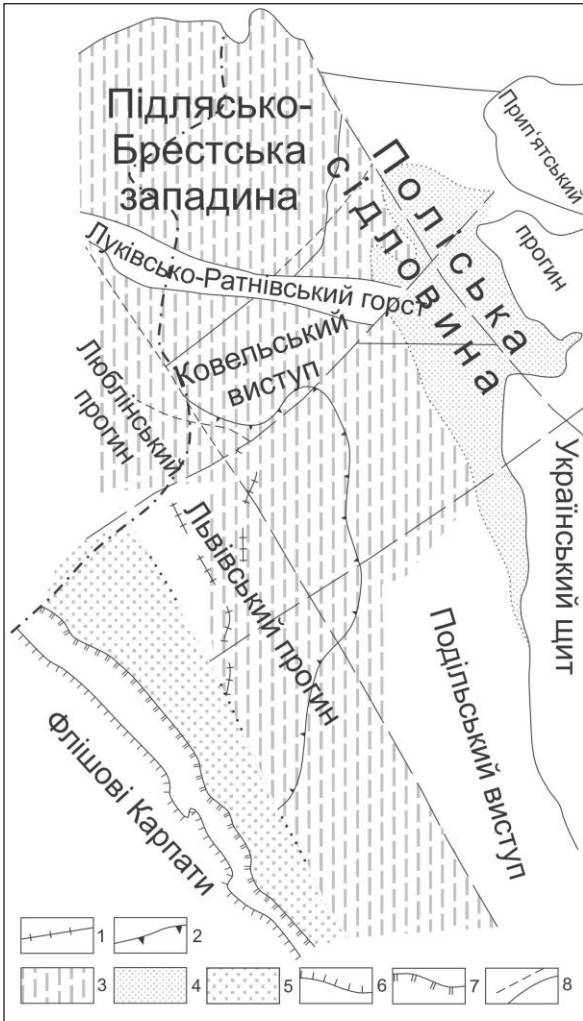
## 2. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ

Волино-Подільська НГО пов'язана з Волино-Подільським геологічним регіоном України. Цей регіон часто називають Волино-Поділлям, при цьому мається на увазі територія між Українським щитом (УЩ) і Передкарпатським прогином, яка включає як Східноєвропейську (СЄП), так і Західноєвропейську платформи, а в останній час, у зв'язку з поширенням теорії літосферних плит, для цієї території інколи використовують термін Євразійська плита, маючи на увазі південно-західну частину цієї великої плити. Вивченням геологічної будови і нафтогазоносності регіону займалася низка дослідників: І.Б. Вишняков (1978, 1981, 1984, 1990 рр.), О.С. Вялов (1986 р.), В.А. Горецький (1981 р.), В.В. Глушко (1981, 1984 рр.), Б.Л. Гуревич (1976 р.), І.Д. Гофштейн (1979, 1992 р.), Г.Н. Доленко (1980 р.), Д.М. Дригант (1976, 1981, 1987, 1991, 2000, 2001 рр.), Х.Б. Заяць (1980 р.), Г.В. Зиновенко (1986, 1994 рр.), В.В. Кір'янов (1985 р.), В.О. Котик (1973, 1980 рр.), Ю.З. Крупський (1995, 2001 рр.), В.А. Кушнірук (1978 р.), В.М. Марковський (1974, 1982 рр.), А.П. Медведєв (1971, 1979, 1992 рр.), М.І. Павлюк (1998 р.), В.П. Палієнко (1982 р.), Г.М. Помяновська (1981 р.), Б.П. Різун (1973, 1976, 1980, 1998 рр.), Ю.М. Сеньковський (1969, 1973, 1987 рр.), В.Б. Сологуб (1986 р.), О.С. Ступка (1980, 1986 рр.), А.В. Хіжняков (1964 р.), В.І. Хоменко (1980 р.), І.І. Чебаненко (1966, 1985, 1990 рр.), А.В. Чекунов (1972 р.).

### 2.1. ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА

На території Волино-Поділля в рифеї і венді інтенсивно розвивалася південно-західна частина Волино-Оршанського прогину, в кембрії і ранньому девоні – Балтійсько-Дністровський перикратонний прогин, в середньому девоні-карбоні формувався Львівський палеозойський прогин (ЛПП) [28, 30].

Волино-Оршанський прогин простягається в північно-східному напрямі далеко за межі України. Деякі вчені вважають, що в південно-західному напрямі він має місце під Передкарпатським прогином і під Карпатами, і саме його наявністю можна пояснити найбільш прогнуте положення Внутрішньої зони в українській частині Передкарпатського прогину та її багатоярусну будову, сформовану в крейді-палеогені-неогені. Волино-Оршанський прогин вивчений червоноколірними породами верхнього рифею товщиною від 300 м до 900 м, а у венді переkritий теригенно-вулканогенними відкладами. На півно-



1 – крайовий шов ССП; 2 – межа відкладів середнього девону; 3 – зони максимального прогинання Дністровського перикратону; 4 – виходи польської серії на домезозойському зрізі; 5 – Західноєвропейська платформа; 6 – флішові Карпати; 7 – фронт насуву Внутрішньої зони Передкарпатського прогину на Зовнішню; 8 – основні розломи.

Рис. 12. Схема розміщення регіональних геоструктур Волино-Поділля [33]

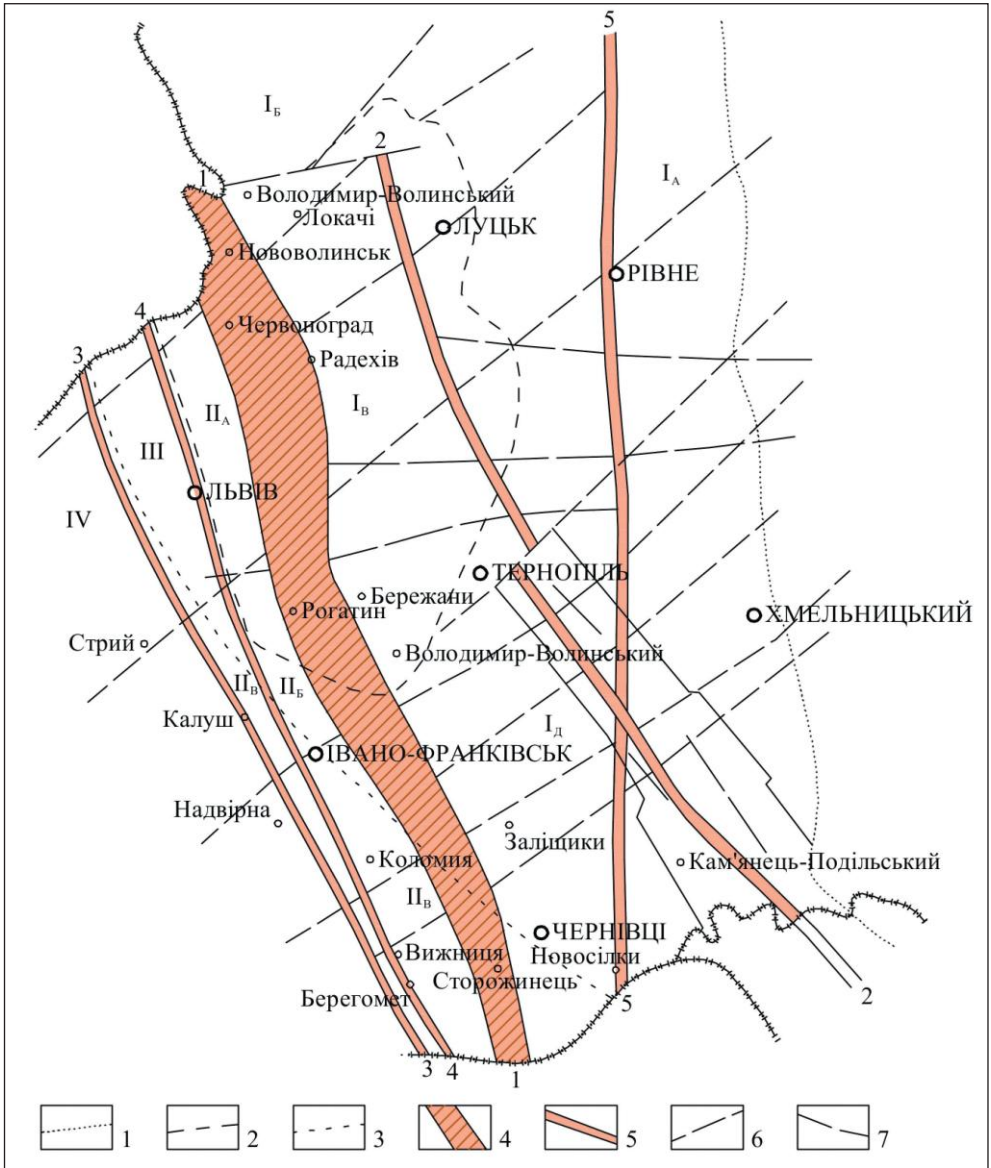
ному фундаменті. Контур прогину проведено по межі поширення середньодевонських відкладів. На Західноєвропейській платформі виділяється Внутрішня зона ЛПП, що сформувалася на дислокованих відкладах рифей-середньодевонського віку, і Рава-Руська складчаста зона з накладеною Львівською крейдовою мульдою в її північно-західній частині.

чі він обмежений Ратнівською горстковою зоною. Розміщення регіональних геоструктур Волино-Поділля показано на рис. 12.

В регіоні виділяються Східноєвропейська (давня) і Західноєвропейська (молода) платформи, межа між ними проходить по Нововолинському і Радехів-Рогатин-Монастирському розломах, які є складовими транс'європейської шовної зони (зона Тейссейра-Торнквіста) [135].

Сучасна тектонічна будова регіону має блоковий характер. Окремі блоки обмежені зонами глибинних розломів, основні з яких північно-східного і північно-західного напрямків. Вивчення матеріалів з геологічної будови регіону, історії його розвитку, дислокованості, тріщинуватості і напруженості порід, неотектоніки, сейсмічності, уточнення трасування зони Тейссейра-Торнквіста (межі між Східно- і Західноєвропейськими платформами), дозволили запропонувати уточнену схему тектонічного районування Волино-Поділля (рис. 13).

У ССП виділено Волино-Подільську монокліналь, Ковельський виступ та Зовнішню зону ЛПП, що сформувалася на слабо дислокованих відкладах рифей-середньодевонського віку, які залягають на кристалічному фундаменті.



1 – межа УЩ; 2 – межа ЛПП; 3 – межа Передкарпатського прогину; 4 – Нововолинський і Радехів-Рогатин-Монастирський розломи (зона Тейссейра-Торнквіста); 5 – основні розломи північно-західного напрямку (2-2 – Луцько-Збаразько-Кам'янець-Подільський; 3-3 – Городоцько-Капуський; 4-4 – Рава-Руський; 5-5 – Рівненсько-Борщівсько-Новосілівський); 6 – основні розломи північно-східного і субширотного напрямку.

I – ССП: I<sub>A</sub> – Волино-Подільська монокліналь, I<sub>B</sub> – Ковельський виступ, I<sub>в</sub> – Зовнішня зона ЛПП; II – Західноєвропейська платформа: II<sub>с</sub> – Внутрішня зона ЛПП, II<sub>в</sub> – Міліївська зона; III – Рава-Руська зона з накладеною Львівською мульдою; IV – Передкарпатський прогин.

Рис. 13. Схема тектонічного районування Волино-Поділля

## 2. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ

На південний схід від Внутрішньої зони ЛПП в Західноєвропейській платформі слід, очевидно, виділяти зону лінійно витягнутих дислокованих структур північно-західного простягання, тектонічна будова яких подібна до будови структур Внутрішньої зони прогину, але в розрізі яких відсутні відклади середнього девону і карбону. Цю зону пропонується назвати Міліївською за назвою першої структури, виявленої і підготовленої тут сейсморозвідкою до буріння.

В геоморфологічному відношенні на території Волино-Поділля виділяють: на півночі – Волинську височину, південніше – Малополицьку рівнину і Подільську височину (рис. 14). Перелічені геоструктурні зони показані на геологічному розрізі, що проходить по лінії Рава-Руська–Великі Мости–Локачі–Семеринка (рис. 15).

Мале Полісся обмежене підвищеними поздовжніми пагорбковими пасмами: на північному сході – Волинською височиною, а на південному заході – Розточчям. Поздовжня Подільська височина з північного заходу обмежена поперечними пагорбковими пасмами Гологорів-Вороняків і Кременецьких гір.



Рис. 14. Фізична карта південно-західної частини України [4]

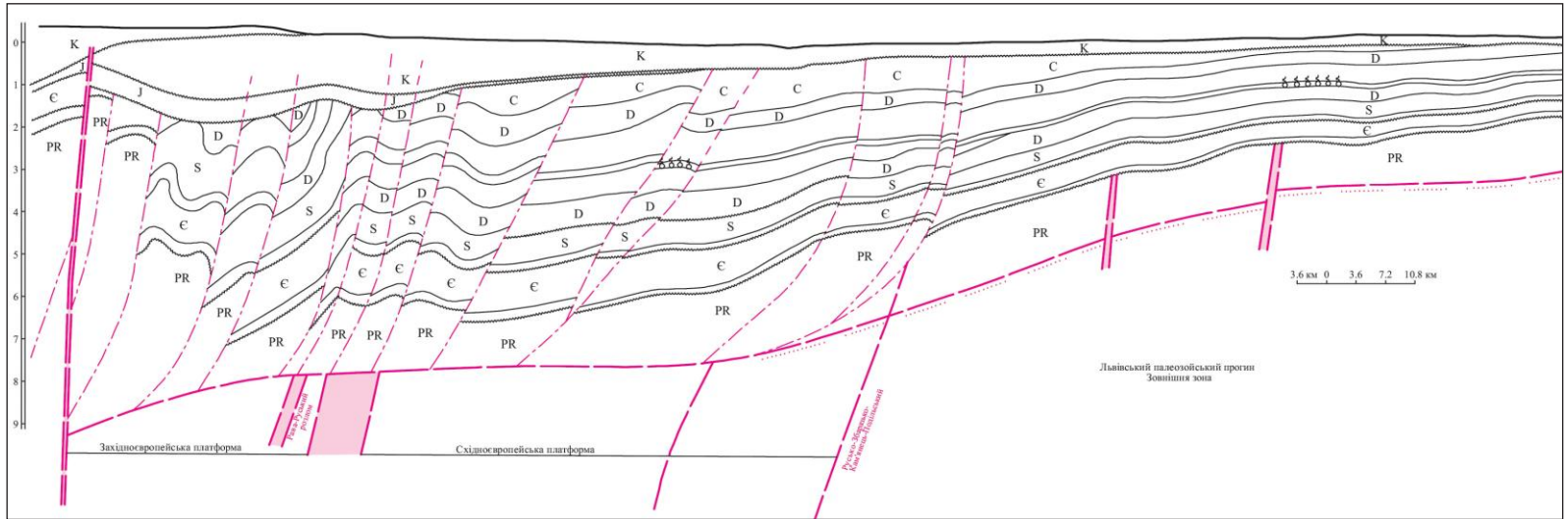


Рис. 15. Геологічний розріз по лінії Рава-Руська–Великі Мости–Локачі–Семеринка

У геологічній будові території беруть участь осадові утворення верхнього протерозою (рифей, венд), палеозою (кембрій, ордовик, силур, девон, карбон), мезозою (юра, крейда) та кайнозою (неоген). Вони залягають на архей-протерозойському кристалічному фундаменті, що виходить на поверхню в області УЩ і занурюється в південно-західному напрямі до глибини 8 км на межі з Передкарпатським прогином, тому повнота розрізу й товщини осадових утворень збільшуються в південно-західному напрямку. Стратиграфічне розчленування осадового комплексу, склад порід, їх фаціальні зміни і заміщення вивчені досить детально (рис. 16).

Архей і палео-мезопротерозойський фундамент представлений гранітами, гранодіоритами, біотитовими, амфіболітовими сланцями та іншими виверженими метаморфічними породами.

Осадовий комплекс починається неопротерозойськими утвореннями рифейської (поліська серія) і вендської (волинська та валдайська серії) систем.

Поліська серія складена лагунно-континентальними червоноколірними породами: дрібнозернистими пісковиками, алевролітами та аргілітами із пластивими інтрузіями основного складу. Найповніше вони розвинені на північному сході території, де їх товщина досягає 1000 м.

Волинська серія товщиною до 400 м представлена перешаруванням вулканогенних пірокластичних порід (базальти та їх туфи) з пачкою строкатих пісковиків, гравелітів і конгломератів у подошві, валдайська (товщиною до 500 м) – чергуванням пісковиків, алевролітів й аргілітів. Піщані різновиди переважають у нижній частині окремих світ.

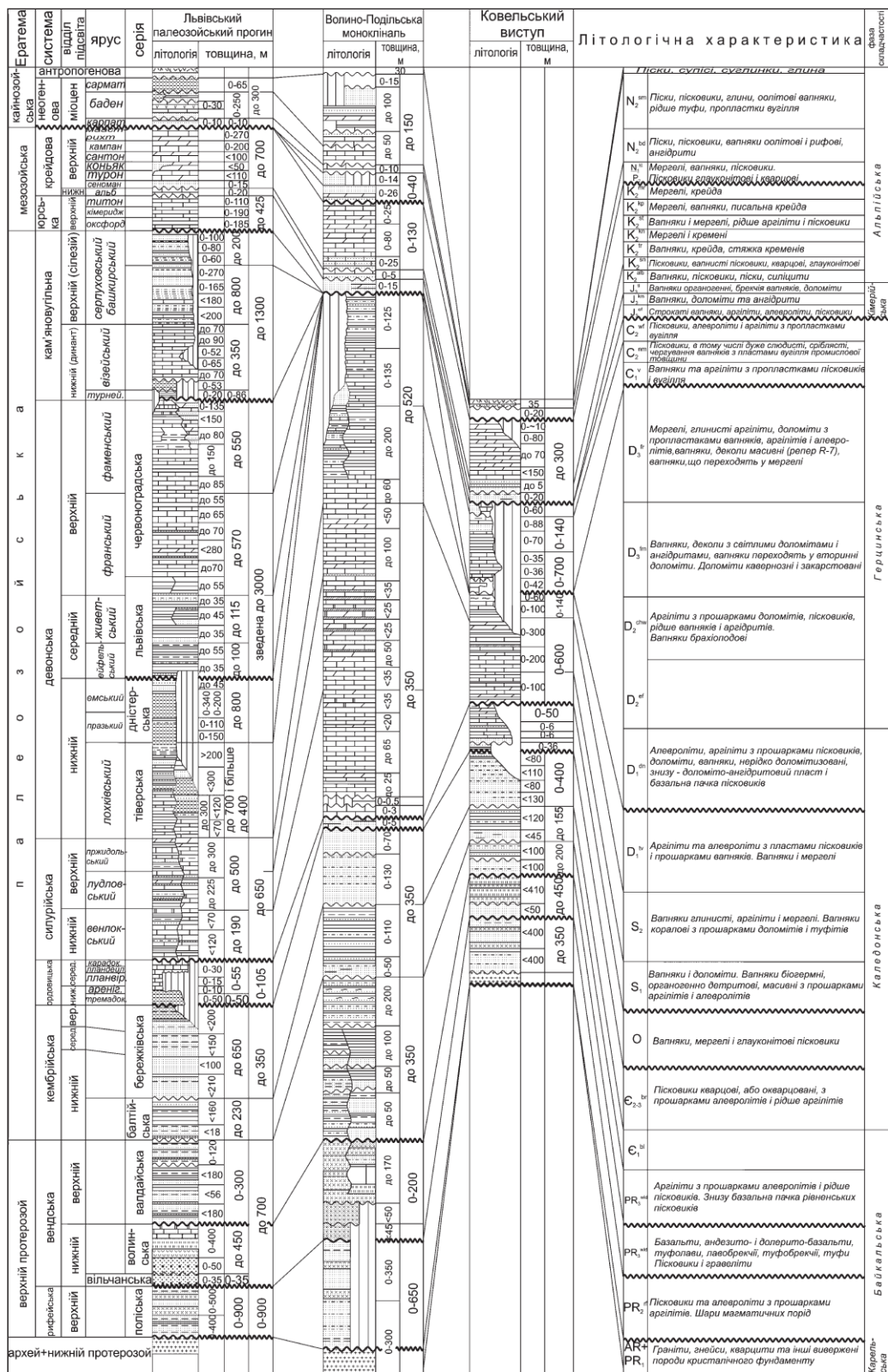
Кембрійські відклади поширені повсюдно і представлені балтійською та бережківською серіями. В подошві першої вирізняють горизонт рівненських пісковиків товщиною до 30–40 м, вище по розрізу містяться переважно глинисті породи. Бережківська серія (середня і верхня частини кембрію) характеризується чергуванням пісковиків, алевролітів й аргілітів. Пісковики кварцові, дрібнозернисті, у східних районах – середньо- і крупнозернисті. В напрямку зі сходу на захід зменшується зернистість, а також частка піщаних порід у розрізі, пісковики ущільнюються, хлоритизуються та окварцовуються. Кембрійські відклади піддавалися ерозійному розмиву. З заходу на схід на розмиті поверхню виходять давніші породи, тому загальна товщина кембрійського комплексу досягає 900 м у західній частині території, а в напрямку до УЩ зменшується до повного виклинювання, у цьому ж напрямку зменшується товщина кожного елемента розрізу.

Породи ордовіку залягають локально на розмитій поверхні кембрію і складені теригенно-карбонатною товщею (до 105 м).

Утворення силуру із стратиграфічною незгідністю перекривають кембрій та ордовик. Вони розділяються на китайгородський і баговицький горизонти (венлоцький ярус нижнього відділу), малиновецький горизонт (лудловський

---

Рис. 16. Літолого-стратиграфічна схема кореляції відкладів основних геологічних регіонів Волино-Поділля (за матеріалами УкрДГРІ і ДГП «Західукргеологія») →





ярус) і скальський (пржидольський ярус верхнього відділу). Складені вони головним чином вапняковими породами товщиною 350–450 м і вапняково-глинистими товщиною до 900 м на заході території. У східній частині на уступі схилу УЩ в баговицькому, малиновецькому і скальському горизонтах розвинені бар'єрні рифи, представлені різними органогенними вапняками та вторинними доломітами. В зарифових частинах розвинені седиментаційні доломіти зі включеннями і пропластками ангідритів. Ця смуга розвитку бар'єрних рифів простягається по лінії Чернівці-Бучач-Лопатин-Горохів-Локачі. Силурійські відклади без стратиграфічної перерви змінюються девонськими.

У нижньому девоні вирізняють сіру вапняково-теригенну тиверську і піщано-глинисту червоноколірну дністровську серії. Товщини порід нижнього девону коливаються від 1500 м у західній частині до 450 м у східній, а на Ковельському виступі – до 100 м, у зв'язку з повним розмивом дністровської та частини тиверської серій.

Відклади середнього девону залягають незгідно на різновікових утвореннях нижнього. По межах його поширення вирізняється Львівський палеозойський прогин. Товщина порід середнього девону зростає на південь-південний захід від Ковельського виступу, від 105 м до 170–230 м. У ньому присутні ейфельський і живетський яруси у складі західноукраїнської серії.

Розріз середнього девону починається лопушанською світою з базальною пачкою товщиною до 20 м, представленою пісковиками, алевролітами та аргілітами. Над цією пачкою залягає товща масивних доломітів, доломіто-ангідритів товщиною до 40 м, яка є регіонально витриманим реперним горизонтом девону. Вище залягають підлипська, повчанська і золотолипська світи, складені чергуванням вапняків, доломітів, пісковиків, алевролітів та аргілітів загальною товщиною до 150 м. Закінчується розріз середнього девону батятицькою світою товщиною до 35 м, складеною переважно аргілітами з прошарками алевролітів і доломітів.

Верхній девон представлений товщею карбонатних порід франського й фаменського ярусів, складеною вапняками та доломітами. В північно-східних районах у покрівлі pojawiaються пропластки аргілітів і пісковиків. Товщина відкладів верхнього девону в зануреній частині прогину досягає 1000 м.

Розріз палеозою в межах прогину завершується товщею карбону, в якому вирізняють турнейський, візейський, серпуховський яруси нижнього відділу та башкирський ярус – середнього. Це товща сіроколірних, внизу – вапняко-теригенних, а вище – теригенних порід із пропластками вугілля, які у візейському ярусі мають промислове значення (Львівсько-Волинський вугільний басейн) [78]. Максимальна товщина карбону – 1100 м.

Відклади палеозою з великою стратиграфічною і кутовою незгідністю перекриті мезозойськими породами, які повніше розвинені на заході, де їх товщина досягає 1600 м. Вони представлені теригенно-вапняковими породами юри (від оксфорду до титону) і здебільшого теригенно-вапняковими – нижньої та середньої крейди (від альбу до маастрихту). На моноклінальному схилі УЩ розвинені тільки верхньокрейдові відклади товщиною до 100 м.

Породи неогену простежуються нерівномірно і представлені пісками із

пропластками глин невеликої товщини, зате значно поширені четвертинні відклади товщиною 0,3–0,5 м.

Основні розмиви, кутові і стратиграфічні незгідності приурочені до границь: нижній протерозой-рифей; рифей-нижній венд; нижній венд-верхній венд; кембрій-силур; нижній девон-середній девон; верхній девон-карбон; палеозой-мезозой; мезозой-кайнозой. Кутові незгідності найбільше виражені на границях: кембрій-силур; палеозой-мезозой; мезозой-кайнозой. Ці дані та характеристика тектонічних рухів, які викликали вищевказані незгідності, а також положення чорносланцевих порід в розрізі Волино-Поділля наведені на рис. 17.

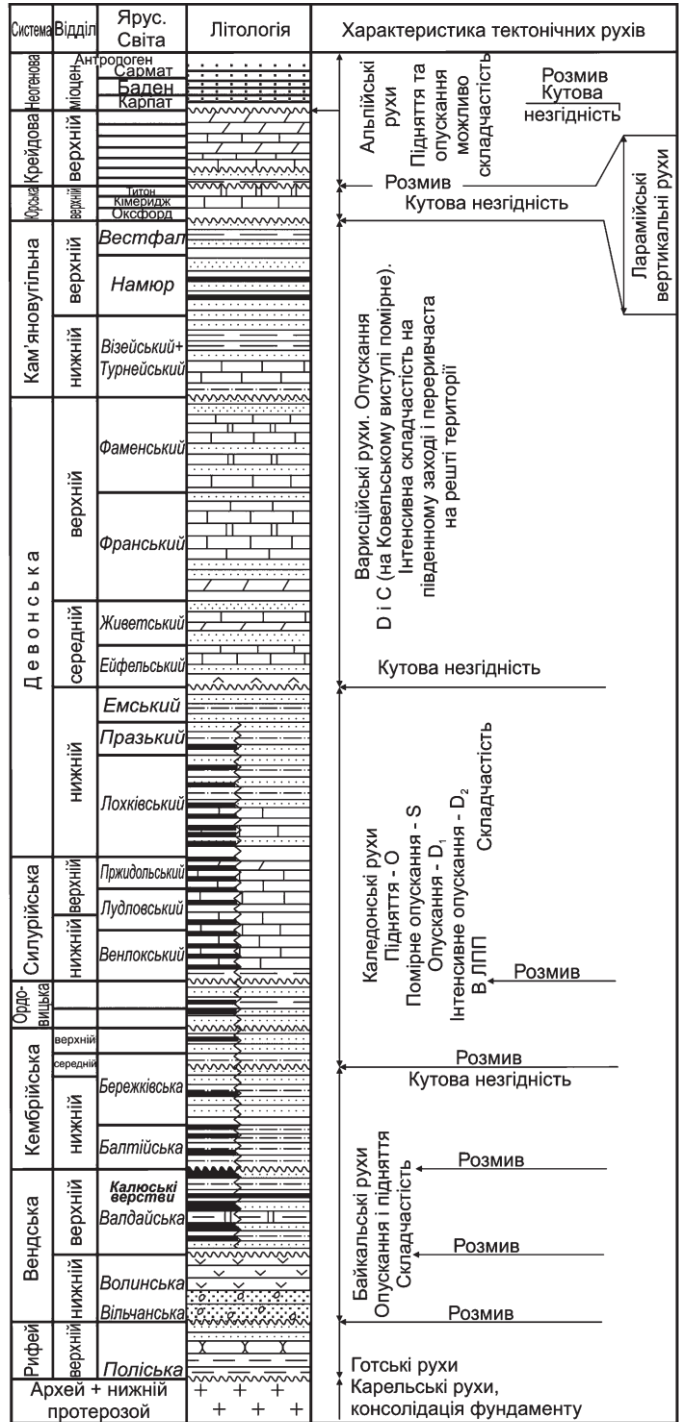


Рис. 17. Схема стратиграфії Волино-Поділля

### 2.2. НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ

На території Волино-Подільської НГО в 1960–2000 рр. відкрито Великомоствівське та Локачинське газові родовища з покладами в середньому девоні та нафтове скупчення в цих ж відкладах на Павлівській площі.

**Великомостівське родовище** (рис. 18) розміщене в північній частині Внутрішньої зони Львівського палеозойського прогину, пов'язане з антиклинальною пасткою північно-західного простягання у середньодевонських відкладах [3]. Основний газовий поклад залягає на глибинах 2300–2450 м у базальних пісковиках і екранується сульфатно-карбонатними породами лопушанської світи. Газ

родовища має такий склад:  $\text{CH}_4$ –93,28%,  $\text{C}_2\text{H}_6$ –2,59%,  $\text{C}_3\text{H}_8$ –0,28%. В газі наявні азот – 3,19 %,  $\text{CO}_2$  – 0,3 %,  $\text{He}$  – 0,15%. Родовище недорозвідане. Варто зазначити, що у склепінній частині родовища пробурена параметрична свердловина Великомоствівська-30 глибиною 4800 м, яка нижче порід карбону і девону розкрила відклади силуру і кембрію.

**Локачинське родовище** (рис. 19) розміщене в північній частині Зовнішньої зони ЛПП, приурочене до брахіантиклинальної складки північно-східного простягання [3]. На глибинах 815–980 м виявлено 7 покладів газу: один – у базальних пісковиках лопушанської світи і 6 покладів у вапнистих пісковиках серед-

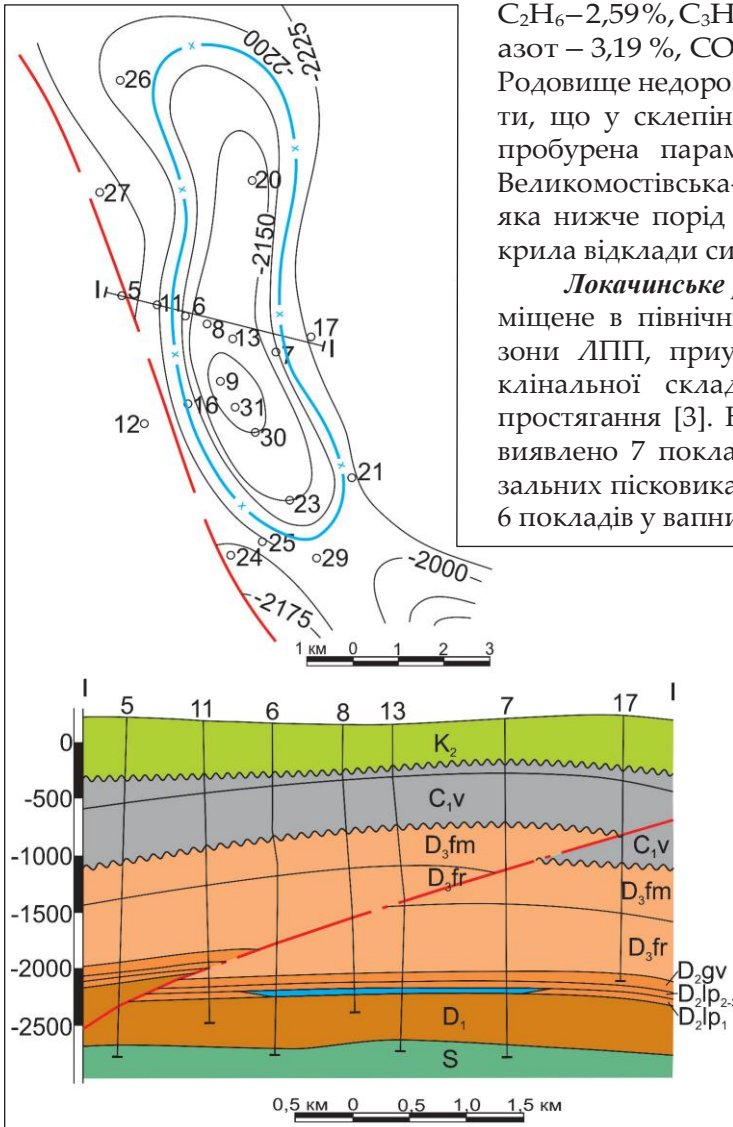


Рис. 18. Великомоствівське родовище. Структурна карта покривлі нижньоолопушанської підсвіти та геологічний розріз по лінії I-I [3]

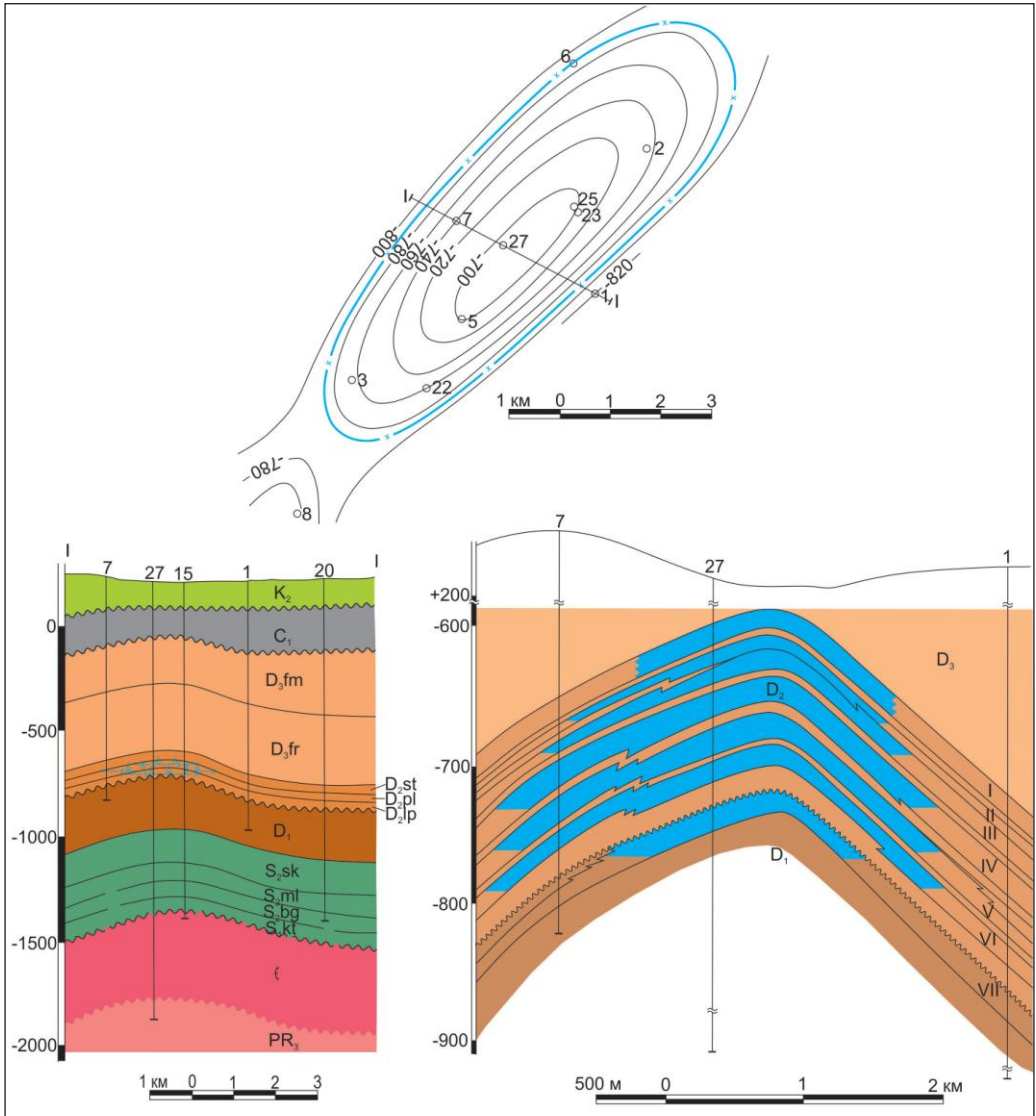


Рис. 19. Локачинське родовище. Структурна карта покрівлі VI продуктивного горизонту (допушанська світа), геологічний розріз по лінії I-I, розріз продуктивної товщі девону по лінії I-I [3]

нього девону. Склад газу родовища такий:  $\text{CH}_4$ –93–95,3 %,  $\text{C}_2\text{H}_6$ –0,24–2,0 %,  $\text{C}_3\text{H}_8$ –0,02–0,54 %,  $\text{C}_4\text{H}_{10}$ –0,016–0,122 %, і  $\text{C}_4\text{H}_{10}$ –0–0,115 %,  $\text{C}_5\text{H}_{12}$ –0–0,071 %. В газі наявні:  $\text{N}_2$ –3–5,2 %,  $\text{CO}_2$ –0,14–0,58 %,  $\text{He}$ –0–0,303 %. Особливо слід зазначити присутність в газі сірководню – 0,02 %, що вимагає спеціального антикорозійного обладнання для видобутку. Родовище перебуває в розробці.

Відомо нафтове скупчення на Павлівській площі, яка безпосередньо прилягає до Локачинського родовища з південного заходу. Структурна карта і розріз

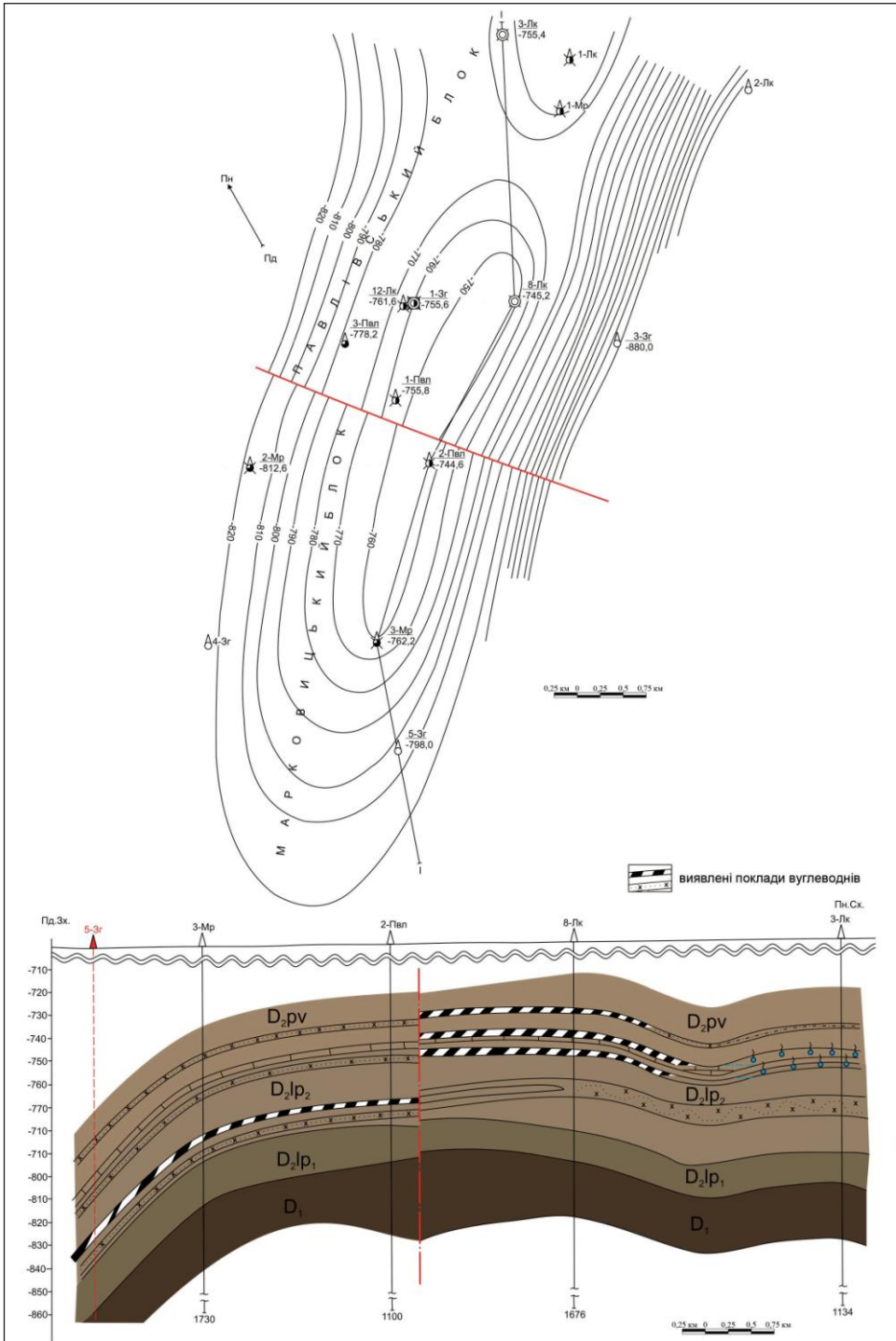


Рис. 20. Павлівська площа. Структурна карта по покрівлі пісковиків лопушанської світи та геологічний розріз по лінії I-I [221]

через площу показані на рис. 20. На площі, на продовженні Локачинського валу, південно-західніше Локачинського родовища за даними структурно-пошукового буріння виявлена антиклінальна складка, розбита поперечним порушенням незначної амплітуди на два блоки. Припливи нафти дебітом до  $0,25 \text{ м}^3/\text{д}$  отримані із середньодевонських відкладів в св. Павлівська-1, Марковицька-1, 2, а в св. Локачинська-3, 8, Загорівська-1, Павлівська-2, 3 за даними ГДС були виділені продуктивні пласти. Нафта характеризується густиною від  $840 \text{ кг}/\text{м}^3$  до  $880 \text{ кг}/\text{м}^3$ , має багато масляних фракцій. Виявлені поклади потрібно дорозвідати. Вперше приплив нафти в свердловині Павлівська-1 був отриманий тільки після соляно-кислотної обробки.

У відкладах карбону очікується газ – метан вугільних пластів [79, 87, 154], а в низці свердловин поблизу м. Белз із так званих сріблястих пісковиків, які підстилають вугленосу товщу, фіксувались виділення метану.

До рангу перспективних площ для пошуків покладів вуглеводнів слід віднести Волино-Подільську монокліналь і Ковельський виступ. Продуктивними тут можуть бути відклади верхнього протерозою та кембрію. Задовільні колекторські властивості можуть мати пісковики поліської серії. Необхідно визначити екрануючу роль у цій серії пластових інтрузій. У волинській серії слід звернути увагу на аркозові пісковики горбашівської світи, а в могилів-подільській – на піщані горизонти, що перекриваються глинисто-алевролітовими породами канилівської серії, відклади якої можуть бути регіональними екранами для всього верхнього протерозою. Враховуючи одержані припливи ВВ з кори витріювання і розущільнених зон кристалічного фундаменту на західному схилі Воронізького кристалічного масиву в Дніпровсько-Донецьку западину (ДДЗ), можна прогнозувати формування покладів у подібних умовах на західному схилі УЩ на Волино-Подільській монокліналі.

Менш значні прояви вуглеводнів відмічені переважно у кембрійському, силурійському та девонському комплексах порід.

### 2.2.1. Прояви вуглеводнів в кембрійському комплексі порід

Кембрійські відклади розглядаються як потенційно нафтогазоносні. За даними ГДС в розрізах багатьох свердловин (їх пробурено близько півсотні) виявлені газоносні пласти. Випробувано десятки об'єктів; з частини об'єктів припливів не отримано, а з багатьох мали місце припливи пластових вод з великим вмістом розчиненого газу метанового складу (90 %  $\text{CH}_4$ ). Дебіти вод різні, в західній частині в більшості не перевищують  $1\text{--}10 \text{ м}^3/\text{добу}$  (св. Володимир-Волинська-1, Новий Витків-3, Олесько-1, Бучач-1 та ін.). Вони свідчать про достатньо ємнісні колектори з добрими фільтраційними властивостями. Під час буріння кембрійських відкладів спостерігалось розгазування бурового розчину (св. Великомоствська-30, Перемишлянська-1, Літовезька-1, Володимир-Волинська-1, Локачинська-7 та ін.); нафтові плівки на поверхні розчину (Літовезька-1); аномалії за газовим каротажем до 7 %, рідше 33 % при фоні  $0,3\text{--}0,7 \%$  (Перемишлянська-1); часто відмічався запах бітуму в керні, а в св. Володимир-Волинська-1 піднято  $3,5 \text{ м}$  піщано-алевролітових порід, просякнутих лег-

кою нафтою. У св. Перемишлянська-1 в інтервалі 3475–3545 м спостерігалось фонтанування природного газу з вмістом метану до 85,45 %. Під час буріння рівненського горизонту була заміряна висока газонасиченість бурового розчину (до 23 %). За газовим каротажем цей горизонт виділяється додатною аномалією, але при випробуванні цієї частини розрізу не одержано промислового припливу газу внаслідок незадовільного технічного стану свердловини.

У розрізі кембрію виділяється декілька пісковикових горизонтів. Пластиколектори ізолюються глинистими пачками порід у середині кембрійської товщі, а ті, які стратиграфічно зрізаються в покрівлі кембрію, перекриваються глинистими відкладами силуру. Схема зональності окварцювання кембрійських пісковиків показана на рис. 21.

Колекторські властивості кембрійських пісковиків на східному схилі ЛПП змінюються в таких межах: пористість – від 1,5–8 до 14–27 %, проникність – від  $0,1 \cdot 10^{-3}$  до  $200 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, зрідка до  $600 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> (св. Луцька-1, Пелчинська-1, Берестецька-1). Зміна колекторських властивостей залежить від піскуватості, зернистості, тріщинуватості, хлоритизації, окварцювання, які збільшуються з глибиною. В тектонічно активних зонах вони можуть покращуватися або погіршуватися. Кращі параметри мають пісковики на східному схилі ЛПП, особливо

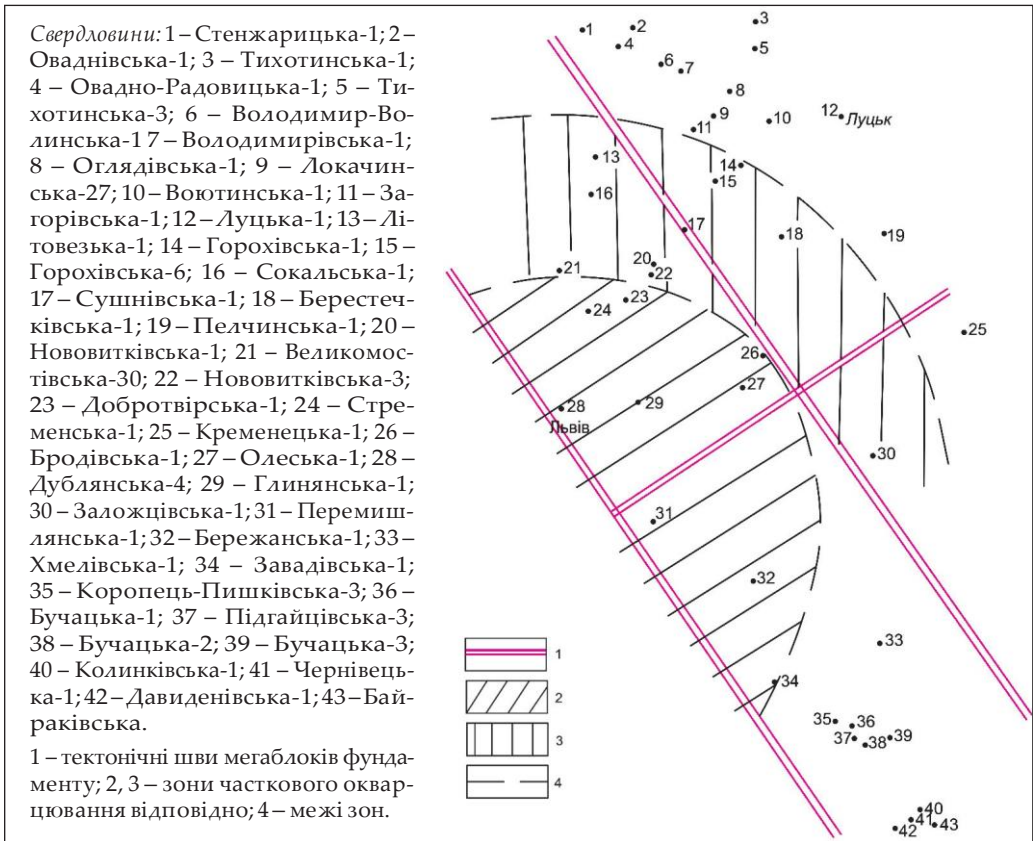


Рис. 21. Схема зональності окварцювання кембрійських пісковиків Волино-Поділля [112]

в північно-східній і центральній частинах. У західному і південно-західному напрямках якість порових колекторів поступово погіршується. В районі Нового Виткова пористість становить ( %): 1–6,4, в Бучачі – 1,3–8,5, в Перемишлянах – 3–5 рідше 6–9, в Давиденях – 1,4–2,2. Проникність, в основному, менше  $0,1 \cdot 10^3$  мкм<sup>2</sup>. Виявлена закономірність підтверджується свердловинами. Так у св. Воютинська-1 виділено 13 пластів-колекторів з пористістю 10–18 %, в свердловинах Тихотинської площі – 14 пластів з пористістю 9–15 %. У св. Володимирівська-1 пористість колекторів становить 6–10 %, Загір'ївська-1 – 6–14, Сокальська-1 – 8, Сушнівська-1 – 2–8 %. На захід у св. Добровірська-1 і Стременська-1 колектори відсутні і виявлено інтенсивне окварцювання пісковиків. Усі ці свердловини розташовані майже вхрест простягання кембрійських порід зі сходу на захід. Але це лише загальні закономірності, детальні особливості розповсюдження колекторів не дозволяє виявити рідка сітка свердловин. Важливими критеріями можливої нафтоносності кембрію і верхнього протерозою є прямі ознаки нафти як на Волино-Подільській монокліналі, так і на Ковельському виступі. Відомі виходи нафти в селах Колинківці і Луковиця в Чернівецькій області на Волино-Подільській монокліналі. На Ковельському виступі примазки нафти і нафтонасичені пісковики виявлені в низці картувальних геологічних свердловин.

На рис. 22 наведена карта перспектив кембрійського комплексу Волино-Подільської НГО [38, 186].

### 2.2.2. Прояви вуглеводнів у силурійському комплексі порід

В силурійських відкладах Волино-Поділля виявлено низку проявів вуглеводнів [175, 189, 193]. Рифовий комплекс порід приурочений до трьох горизонтів силуру: баговицького, малиновецького і скальського. Деякі зразки керна, піднятого з рифогенних порід силуру, мали нафтовий запах, примазки, включення рідкої нафти в тріщинах і кавернах, інколи цілі інтервали кавернозних доломітів були просякнуті легкою нафтою. При проходженні рифогенних порід спостерігалось розгазування глинистого розчину, плівки нафти. При випробуванні рифогенних порід скальського горизонту у св. Локачинська-12 одержаний приплив нафти світлого кольору ( $c_n=0,82-0,85$ ), в св. Локачинська-8 – нафта смолиста, а у св. Локачинська-10–15 – легка, у св. Володимирівська-1 з порід баговицького горизонту зафіксовано приплив газу дебітом 1,4 тис. м<sup>3</sup>/добу. В інтервалі 1803–1862 м з малиновецького горизонту у св. Локачинська-10, 15, 17 і з баговицького – у св. Локачинська-15 одержані припливи пластових вод з великою кількістю розчиненого газу (96 % метану) і плівками нафти.

Ці дані свідчать про перспективність пошуків покладів вуглеводнів у рифогенних утвореннях. За результатами, отриманими на Локачинській площі, де рифові споруди спеціально вивчалися, вони складені мікро- і макрокавернозними вапняками з пористістю 4–10 % і проникністю до  $46 \cdot 10^3$  мкм<sup>2</sup>. Кращі колектори спостерігаються в малиновецькому і баговицькому горизонтах. Розподіл колекторів у рифових тілах нерівномірний. Покришками вуглеводнів служать перекриваючі їх глинисті вапняки з аргілітами.



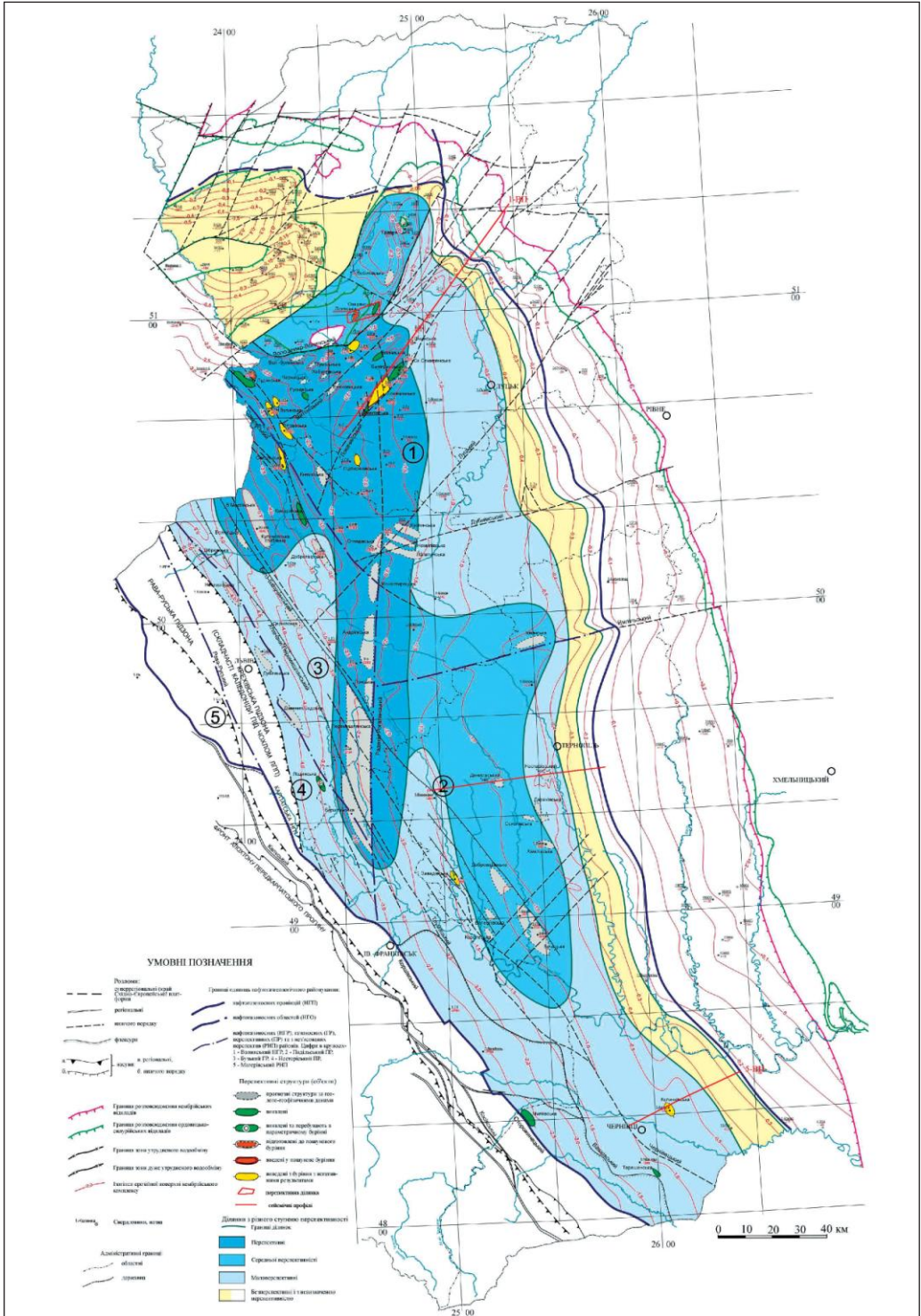


Рис. 22. Карта перспектив кембрійського комплексу Волино-Подільської НГО [38, 186]

Нафтопрояви із силурійського комплексу порід (нафтонасичені керни і плівка нафти в буровій рідині) спостерігалися також в структурно-пошукових свердловинах на площах: Марковичі, Горохів, Бережани, Коропець-Пишківці, Підгайці; в параметричній свердловині Загорівська-1. За результатами зонального прогнозу, виконаного у Львівському відділенні УкрДГРІ [16, 186] протрасована полоса розвитку рифів силурійського комплексу (рис. 23). Цими дослідженнями встановлено, що органогенні споруди в скальському і баговицькому горизонтах тягнуться від Володимир-Волинського розлому через усе Волино-Поділля до українсько-румунського кордону. Малиновецькі рифові споруди, мабуть, не мають повсюдного поширення, вони виявлені свердловинами на площах Володимирівська, Міньковичі, Локачі, Горохів і Заложці. У розташуванні силурійських рифових споруд (біогермів) Волино-Поділля виявлено характерну закономірність: вони, як правило, тяжіють до розривних тектонічних порушень і на окремих ділянках контролюються розломами. Генетичний зв'язок між рифовими спорудами і розривними порушеннями, очевидно, зумовлений існуванням шарніроподібних уступів, які утворювалися на моноклінальному схилі вздовж розломів. Обабіч від них упродовж силуру відзначалася різна тектонічна активність і в при піднятій більш стабільній їх частині існували сприятливі седиментаційні умови для розвитку біоценозу рифобудівних організмів.

Значно краще, ніж на Волино-Поділлі, силурійські рифові комплекси вивчені у східній частині Балтійської синеклізи, тобто у регіоні з подібною геологічною будовою. Вперше одержана нафта густиною  $877 \text{ кг/м}^3$  з інтервалу 873–875 м на Кібертайській площі у св. 2-Р, а на Шаукенайській площі – у св. 75 з інтервалу 1130–1158 м. Пастки тут різного типу: комбіновані по підняттю пластів за бар'єрними відкладами, літологічні, а також пов'язані з одиночними рифами. Товщина бар'єрних комплексів змінюється від 6,6 м до 57 м, ширина бар'єрних зон 4–6 км при довжині 200–250 км.

### 2.2.3. Прояви вуглеводнів у девонському комплексі порід

У нижньому девоні перспективними для пошуків покладів вуглеводнів є пісковики дністровської і тиверської серій. У дністровській серії це в основному порово-тріщинуваті колектори, тому що гранулярна пористість цих пісковиків невелика. На площі Великомоствівська пористість газовмісних пісковиків, за даними ГДС і лабораторними визначеннями, змінюється від 0,1 % до 7,5 %, а проникність – у межах  $1,6 \cdot 10^3 \text{ мкм}^2$  –  $2,6 \cdot 10^3 \text{ мкм}^2$ .

У тиверській серії кращі колекторські властивості мають пісковики на бортах ЛПП. У св. Володимирівська-1 трапляються пісковики з пористістю 16,9 % і поровою проникністю  $179 \cdot 10^3 \text{ мкм}^2$ , а у свердловинах Семеринської площі – з пористістю до 19,8 % і проникністю до  $147 \cdot 10^3 \text{ мкм}^2$ . У районі Оглядів-Берестечко-Броди пористість пісковиків – 14–19 %, а проникність місцями досягає  $463 \cdot 10^3 \text{ мкм}^2$  (св. Берестечко-1).

На Локачинському родовищі гранулярні колектори мають пористість від 7 % до 18 % і проникність до  $131,1 \cdot 10^3 \text{ мкм}^2$ .

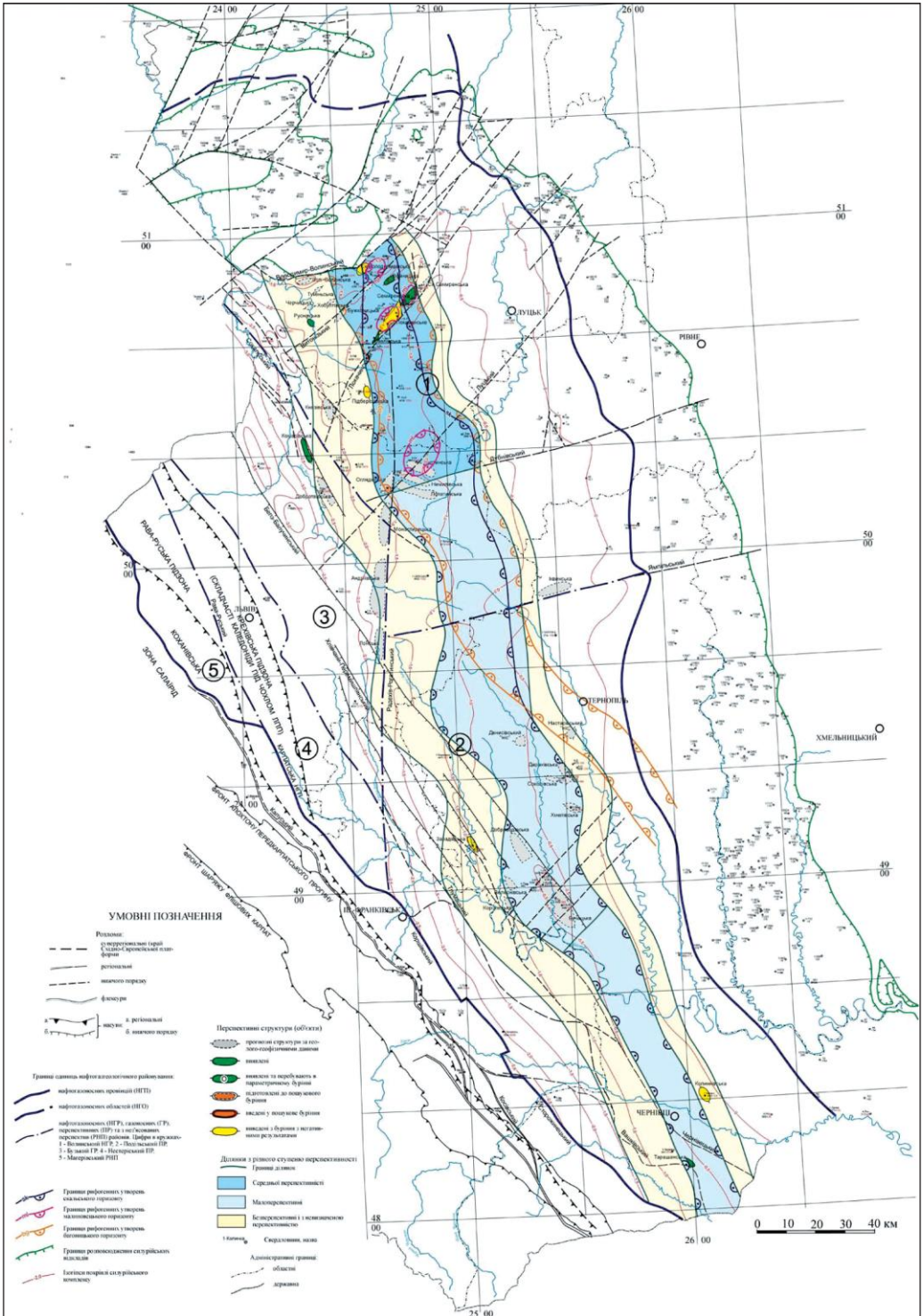


Рис. 23. Карта перспектив сидурийського комплексу Волино-Подільської НГО [16, 186]

Покришкою для нижньодевонських пісковиків є сульфатизовані доломіти великомостівської світи. В середньому девоні, за даними по Локачинському і Великомостівському родовищах, колекторами є пісковики, алевроліти й тріщинувато-кавернозні карбонатні породи. На Локачинському родовищі пористість газовмісних порід змінюється від 12,8% до 19,8%, а проникність – до  $355 \cdot 10^3$  мкм<sup>2</sup>. Для теригенних порід нижні кондиційні межі пористості – 8%, проникності –  $0,24 \cdot 10^3$  мкм<sup>2</sup>, а для карбонатних – 4–5%.

Відкрита пористість пісковиків у зануреній частині ЛПП не перевищує 7%. Зменшується кількість і товщина прошарків пісковиків аж до повного їх зникнення. Карбонатні порово-тріщинуваті колектори мають пористість до 4%. Таким чином, колекторські властивості середньодевонських порід погіршуються в південно-західному напрямку. Один від одного пласти-колектори добре ізольовані пачками непроникних аргілітів, а зверху перекриваються сульфатизованими доломітами і аргілітами франського ярусу.

Про перспективність нафтогазоносності відкладів девону Волино-Поділля свідчать роботи на площі Олесько-Золочів. Тут проводилося структурно-пошукове буріння з метою пошуків антиклінальних структур у палеозойському комплексі. Вуглепошуковим бурінням зафіксовані прояви вуглеводнів у цьому районі. В св. Тихотин-3, пробуреній в північно-східній частині Локачинського валу, із відкладів середнього девону з інтервалом 736–744 м піднятий пісковик, просякнутий нафтою, а в західній частині регіону на площах Батятичі і Кам'янка-Бузька в процесі буріння в девонських відкладах відмічені газопрояви.

При геологозйомочних роботах у вапняках девону встановлено газопрояви, примазки і краплі рідкої нафти в районі параметричних свердловин Луцька-1, Золочівська-1.

У регіональному плані пористість колекторів девону покращується в північно-східному напрямку і в районі Оглядів-Берестечко-Броди досягає 14–19%, а в районі Семеринської площі – 19,8%. Регіональною покришкою для покладів у середній частині середнього девону може бути батятицька світа.

На території Польщі в центральній частині Люблінської западини відоме газове родовище Цецежин, де поклади газу на глибині 3750–3850 м пов'язані з тріщинуватими і кавернозними доломітами франського ярусу. Свердловини запрацювали тільки після соляно-кислотних обробок пластів. Близьче до кордону з Україною, в Люблінській западині, відкрито родовище Камарув з газовим покладом у відкладах середнього девону.

Карта перспектив нафтогазоносності девонського комплексу порід наведена на рис. 24 [39, 186].

2. ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКА НАФТОГАЗОНОСНА ОБЛАСТЬ

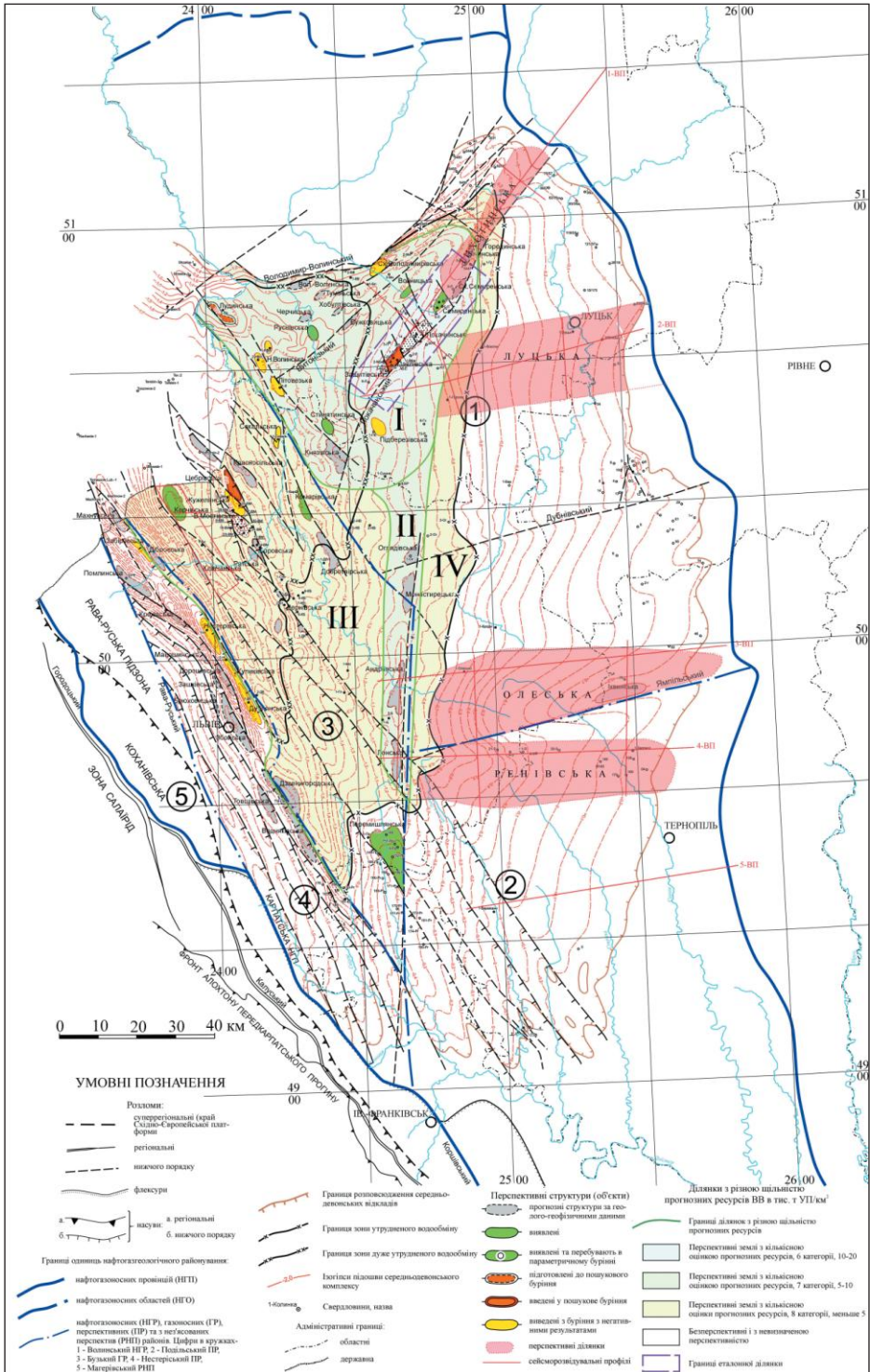


Рис. 24. Карта перспектив девонського комплексу Волино-Подільської НГО [39, 186]

---

---

## 3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ОСНОВНИХ ПРОДУКТИВНИХ КОМПЛЕКСІВ

До основних продуктивних комплексів Волино-Подільської НГО слід віднести кембрійські, силурійські та девонські відклади. Загальну уяву про особливості їх геологічної будови можна скласти на основі матеріалів, які стосуються будови поверхонь кристалічного фундаменту, кембрію і домезозою [57, 58]. Перша рівномірно вивчена регіональними геофізичними і буровими роботами, друга хоча висвітлена фрагментарно, але дає додаткові штрихи будови нижньопалеозойського комплексу. Остання дозволяє краще зрозуміти будову всієї палеозойської товщі і врахувати післяпалеозойські

### 3.1. ОСОБЛИВОСТІ ПОВЕРХОНЬ КРИСТАЛІЧНОГО ФУНДАМЕНТУ, КЕМБРІЮ І ДОМЕЗОЗОЮ

*Поверхня дорифейського кристалічного фундаменту.* Структурна карта дорифейського кристалічного фундаменту наведена на рис. 25, а схема будови поверхні цього фундаменту, яка визначена за матеріалами опорних і параметричних свердловин і геофізичних профілів КМПХ, ГДС і СГТ показана на рис. 26. За цими даними поверхня нахилена на південний захід. В плані її північна частина виглядає як асиметрична структурна затока, яка розкривається у бік крайового шва платформи, занурюючись до абсолютних глибин  $-4500$  м. На півночі вона обмежена високоамплітудним Володимир-Волинським розломом, на півдні – малоамплітудними порушеннями. Дислокації відмічені в районі с. Повча. На південь від лінії Рівне-Повча-Глиняни ця структурна форма поступово переходить у Подільське підняття, поверхня фундаменту якого розташована на глибинах вище  $-3000$  м (на значній частині території вона знаходиться вище  $-1000$  м і тільки на захід від річки Серет занурюється глибше). У цій частині поверхня лежить майже на  $1500-2000$  м гіпсометрично вище ніж у північній.

У західній частині перикратону кристалічний фундамент імовірно по системі ешелонованих порушень північно-західного простягання (Устилут-Рогатинська флексурно-скидова зона) різко занурюється.

Наявність кутів падіння порід до  $10^\circ$  у відкладах валдаю (св. Глиняни-1) на схід від Устилут-Рогатинської зони і до  $60^\circ$  і більше у відкладах кембрію на захід від неї (св. В. Мости-30, Ставчани-1 та ін.), а також наявність складчастих метаморфізованих докембрійських утворень в Передкарпатському прогині дозволяє припустити досилурійську складчастість на захід від Устилут-Рогатинської



### 3.1. Особливості поверхонь кристалічного фундаменту, кембрію і домезозою

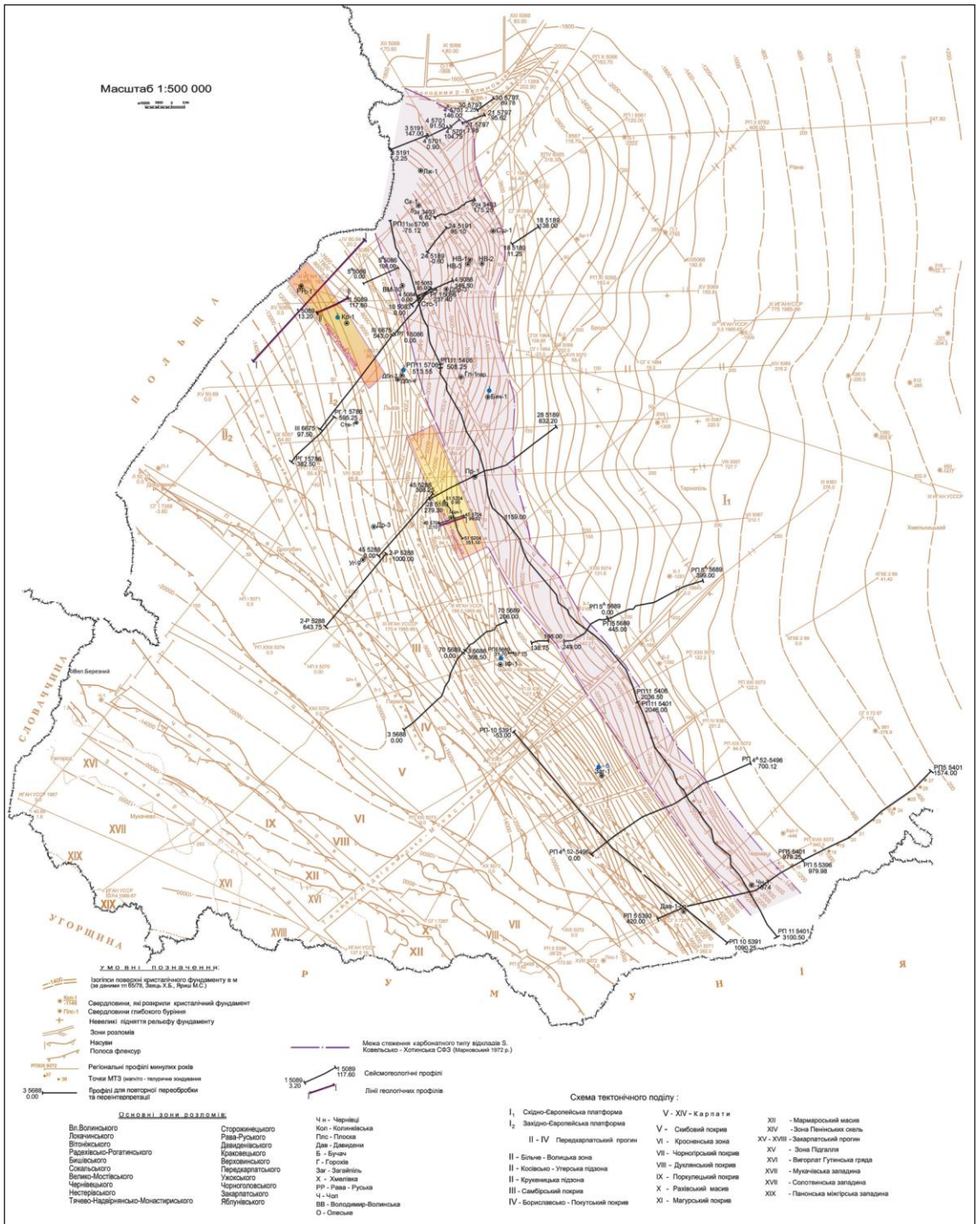


Рис. 26. Схема будови поверхні дорифейського кристалічного фундаменту західних областей України за даними КМЗХ-ГСЗ (Заяць Х.Б., Яриш М.С., 1978 р.)



зони. На це вказує відсутність в цій частині заломлюючої границі, характерної для поверхні фундаменту. За фундамент часто тут приймаються ефузивні венду. На сейсмопрофілях є системи високоамплітудних (до 0,5 км) скидів по яких заломлюючий горизонт занурюється на глибину до 11 км. Характер поведінки відбивальних площадок свідчить про наявність складчастості.

В морфології поверхні акумульовані всі рухи, які відбувалися починаючи з рифейського і закінчуючи сучасним часом, тобто протягом майже 1 млрд років.

Поверхня ускладнена, в основному, системою порушень північно-східного і північно-західного простягання. Останні радше тяжіють до західної частини території. Щільність порушень тут збільшується в декілька раз. Незначне зростання кількості порушень відбувається також у північній частині регіону.

Порушення північно-східного простягання (Володимир-Волинський, Вітонізький, Локачинський, Луцький, Дальніч-Колодінецький розломи) виявлені буровими і геофізичними роботами у східній частині перикратону. Інші (Дрогобицько-Бузька зона, Стрийсько-Перемишлянська зона, Глинянський скид, Монастирецьке, Отинійське порушення) виявлені, в основному, сейсмічними дослідженнями. Так, Дальніч-Колодінецький розлом виявлений у 1967 р. сейсморозвідкою (МВХ) у відкладах верхнього девону на площі Каменка-Бузька-Мілятин. По відкладах девону його амплітуда 50–100 м. На північний схід від цієї площі він має амплітуду зміщення поверхні фундаменту до 200 м. Це може свідчити про древній час його утворення. Далі на схід його амплітуда зменшується до 80 м, надалі порушення стає безамплітудним. У порушення опущене північно-західне крило. Воно протрасоване на північний схід майже на 120 км, де обмежене Покащівським розломом, а на південному заході – Устидуг-Рогатинською флексурно-скидовою зоною. Азимут простягання розлому 50–60°.

*Дрогобицько-Бузька зона* порушень виділена С.І. Суботіним при аналізі геофізичних полів [130, 131]. У 1967 р. вивчена сейсморозвідкою на площі Печенія, де відмічається ускладнення відбиваючого верхньодевонського горизонту 100-метровим скидом, у якого опущене північно-західне крило. На площі Мілятин це порушення пройшла св. Мілятин-23 на глибині 1169 м з такою ж амплітудою. Карта гіпсометрії площини Белз-Мілятинського насуву, яку він перетинає, вказує напрямом зміщення. Далі порушення трасується у вигляді розривів суцільності поверхні. Можливо, Повчанська дислокація, яка знаходиться у створі порушення, є відображенням цієї зони. Необхідно зазначити, що зона порушень контролює товщини рифей-нижньовендських відкладів. До неї приурочені інтенсивні магнітні аномалії в районі селищ Буськ, Повча, Рівне, Соснове, ділянки згущення ізоаномал сил тяжіння. Зона простягається більше, як на 300 км.

*Стрийсько-Перемишлянська зона* порушень виділена у 1955 р. С.І. Суботіним. Зона пересічена рядом сейсмопрофілів. На профілі РП-VIII фіксується 100-метровий скид з опущеним північно-західним крилом. На більш східних профілях фіксуються флексурні перегини. Порушення розкривається св. Рогатин-164 (інт. 514–520 м), де з розрізу верхнього девону випало 100 м. На від-

стані 5 км на північний захід від неї розташована св. Перемишляни-146, яка на глибині 470 м в девонських відкладах розкрила 70-метровий скид. Цей скид фіксує вищезгаданий РП-VIII. Обидва порушення паралельні і мають опущені північно-західні крила. Відстань між ними 6–7 км. Перше, основне, простягається на 250 км, друге на порядок коротше. Зона порушення супроводжується додатними (Премишлянська, Золочівська, Шумська), зрідка від'ємними магнітними аномаліями північно-східного простягання, різким згущенням ізонамал сил тяжіння. Порушення знаходить відображення у відкладах мезозою і в сучасному рельєфі.

*Глинянський скид* виділений у 1950 р. Н.А. Діденко за даними пошукового буріння в районі м. Глиняни у крейдових відкладах. По свердловинах амплітуда становить до 50 м. Порушення на профілі РП-IX має амплітуду близько 200 м.

*Надвірнянсько-Монастирецьке порушення* виділене на основі геофізичних матеріалів у Передкарпатському прогині і трасоване в межах Поділля [131]. На сейсмічних профілях РП-XXII і РП-IV відмічаються флексурні переходи поверхні фундаменту. На площі Завадівка порушення фіксується в структурних свердловинах, де в товщі нижнього девону виділено порушення з амплітудами 50 і 100 м.

*Отинійське порушення* фіксує сейсмопрофіль РП-IV і буріння, проведене в районі Бучацького підняття. Тут за даними свердловин у палеозойських відкладах виділені скиди з амплітудами близько 50 м.

Окрім порушень північно-східного простягання в межах Волино-Поділля виявлено низку структур північно-західного напрямку (Покащівське, Терехівське, Збаразьке та ін.). Значна кількість таких порушень поширена на захід від Устилуг-Рогатинської флексурно-скидової зони, де вони характеризуються значними амплітудами (від 200 м до 1000 м і більше) розривів заломлюючого горизонту, який занурюється у південно-західному напрямку. В той же час у відкладах карбону і девону поширені насуви і підкиди.

Окрім діагональної системи порушень в межах Дністровського перикратону існує ортогональна система. Так, в східній частині, біля краю УЩ В.К. Клушиним [63] виявлено ряд малоамплітудних (до 50 м) порушень, які об'єднуються в субмеридіональну зону, що простягається від м. Рівне до м. Кам'янець-Подільський. Вони виділені на основі аналізу граві-, магніто- і електророзвідки, деякі підтверджені бурінням.

Локальний структурний план поверхні фундаменту майже не вивчений. Палеотектонічний аналіз підняття (Бучацьке, Завадівське та ін.) показав, що вони почали формуватися в ранньовендський час. Локальні структурні форми, які поширені на сході, почали формуватися, за думкою В.Д. Веліканова [12–14] у пізньобайкальській час. Ці структури мають незначні розміри і амплітуди.

Про можливість поширення локальних структур у нижньопалеозойській товщі, свідчить геологічна будова Ковельського виступу, де встановлені великі за розмірами підняття (10–15 × 20–40 км) і амплітудами (понад 500 м), такі як Любомльське, Шацьке, Оваднівське, Радовицьке, Турійське. Вони майже не виражені у перекриваючій їх на заході верхньопалеозойській товщі. Це гер-

манотипні структури, пов'язані з блоково-глибовою тектонікою. Вони мають північно-східне простягання. Склепіння підняття плоскі, крила круті з кутами падіння 20–40°, часто ускладнені порушеннями, а також структурами нижчого порядку, наприклад, Літинське (вивчене сейсморозвідкою) чи Озерянське підняття. Їх розміри на порядок менші. Підняття, пов'язані з блоковою тектонікою, встановлені і на Подільському Придністров'ї. Блоки утворені діагональною системою порушень. На відміну від перших вони на порядок менші, їх амплітуди не перевищують 25–50 м, вони мають північно-західне простягання [132]. Взагалі блоковий стиль тектоніки характерний для південно-західного краю ССП.

Наявність валів в північній частині Волино-Поділля і структурних носів (Денисівський, Настасівський та ін. в середній частині, Бучацьке підняття – в південній) свідчить про можливість їх поширення у нижньопалеозойській товщі.

*Устилуґ-Рогатинська флексурно-скидова зона* виділена на основі відмінності гравітаційних полів: на сході – мозаїчне, на заході – лінійне [2]. На захід від їх межі відбувається різке збільшення ізоаномал сил тяжіння. Її верхня кромка простягається по лінії Устилуґ-Кам'янка Бузька-Рогатин-Городенка-Глибока. Зміни відбуваються в магнітному полі по обидва боки від цієї лінії. На схід від неї аномалії мають північно-східне простягання у північних районах і північно-західне – у південних районах. На захід від лінії аномалії мають північно-західне простягання. Останні, можливо, є південно-східним продовженням ланцюга аномалій, які відомі на території Польщі і Німеччини вздовж краю древньої платформи. Регіональні профілі КМЗХ в цій зоні розлому фіксують значні амплітуди зміщення горизонту, від якого отримується інформація. На профілі III–III ій відповідає глибинний розлом, площина якого нахилена на схід під кутом 70–80°, а базальтова товща опущена майже на 15 км (з 20 км до 35 км). *Поверхня кембрійських відкладів* характеризується моноклінальним

падінням у західному і напрямку. У східних районах вона розташована на абсолютних глибинах від +200–250 м до -500 м. Вона залягає майже горизонтально з незначним нахилом (до 1°) на захід і південний захід. Поступово, мірою просування в південно-західному напрямку кут падіння поверхні збільшується до 5°, але він менший порівняно з кутом падіння поверхні фундаменту. Поверхня кембрію на відстані 180–190 км від східного сучасного кордону поширення цих відкладів залягає на абсолютних глибинах -2500 – -3500 м. Вона, можливо, ускладнена тими структурними порушеннями, які відображені в поверхні фундаменту, оскільки рухи пізньодокембрійського часу, імовірно, завершилися у герцинський тектогенез, точніше у бретонську фазу [133]. У південній і східній частинах перикратону сейсморозвідкою виявлено низку перспективних структур (Денисівська, Настасівська, Хмельівська, Сатанівська, Гусятинська, Збручанська, Хотинська, Зарічянська).

У південно-західній частині території геологозйомочні роботи виявили ряд антиклінальних складок північно-західного простягання у відкладах нижнього девону (В. Зих, 1927 р.; Н.А. Діденко, 1948 р.; Л.А. Петров, 1982; В.С. Буров, 1950 р. та ін.). Відсутність маркувальних горизонтів не дозволила зробити структурні побудови. У міжріччі Золота Липа-Стрипа з північного сходу на південний

захід на фоні моноклінального занурення відкладів палеозою виділені антиклінальні лінії північно-західного простягання: Сороки-Новосілки, Монастирсько-Хмельівська, Велеснів-Костельники, Коропець-Сновидів-Кунісовці, Монастир-Семенівка [56]. Окрім того, у південно-західній частині Поділля бурінням встановлено декілька локальних структур (Бучацька, Завадівська, Дарахівська). У західній частині, яка відокремлена Устилуг-Рогатинською зоною, поверхня кембрію найбільш занурена. Тут домінують структури стиснення північно-західного простягання. Відклади нижнього палеозою по керну характеризуються крутими кутами падіння – до  $70^\circ$  (В. Мости-30, Ставчани-1, Рава-Руська-1) з відбиваючими площадками до  $25^\circ$ . У відкладах нижнього палеозою виділяються Великомоствівське підняття, яке має північно-західне простягання і подібні елементи залягання порід.

Необхідно зазначити і Перемишлянську структуру, яка розташована південніше. Це широкий (близько 4 км) структурний ніс довжина якого близько 10 км. На півдні він обмежений двома малоамплітудними скидами, які паралельні і простягаються у північно-східному напрямку. Вони мають опущені північно-західні крила.

Крім підняття, які виявлені чи прогнозуються у нижньопалеозойських відкладах в межах Волино-Поділля, є ряд підняття у відкладах мезозою ЛПП, які, можливо, успадковані від підняття нижньої частини осадового чохла.

Завершуючи характеристику будови перикратону необхідно відзначити поширення в межах монокліналі локальних структур, різноманітних за формою, розмірами і генезисом. Такі структури поширені в межах Балтійської синеклізи, де зазначається активний ріст підняття під час підйомів території, переривів в осадконагромадженні. Відмічається нерівномірність росту в часі. Це ж характерне і для Волино-Поділля, що підтверджується дослідженням деяких структур (Локачинська, Бучацька, Дарахівська).

На Локачинській структурі проаналізовані зміни товщин відкладів вхрест її простягання починаючи зі скальських відкладів силуру і закінчуючи кам'яновугільними. За скальський час різниця товщин на крилах і склепінні становить близько 10 м, ранньодевонський – 30 м, середньодевонський – 10 м, пізньодевонський – 40 м, кам'яновугільний – понад 80 м. Аналогічні зміни відмічаються на Бучацькому (за середньокембрійський час – близько 4 м) і Дарахівському (за силурійський час – 6 м, за ранньодевонський – 5 м) підняттях. Це свідчить про багатофазність розвитку локальних структур, успадкованість рухів, що дозволяє прогнозувати локальні підняття по деформаціях верхніх горизонтів осадового чохла.

*Еродована домезозойська поверхня* (рис. 27) відповідає значному тектонічному рубежу в історії Волино-Поділля. Після герцинського тектогенезу вся територія зазнала змін. За довгий час ерозійні процеси привели до суттєвої ерозії палеозойських і протерозойських відкладів. Тільки у юрський час ця територія поступово починає занурюватися і всюди встановлюється єдиний тектонічний режим. Вивчення домезозойської поверхні дозволяє встановити віддзеркалення післяпалеозойських тектонічних рухів у морфології вищерозглянутих поверхів і встановити наявність успадкованості рухів регіонального і локального плану.

### 3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ОСНОВНИХ ПРОДУКТИВНИХ КОМПЛЕКСІВ

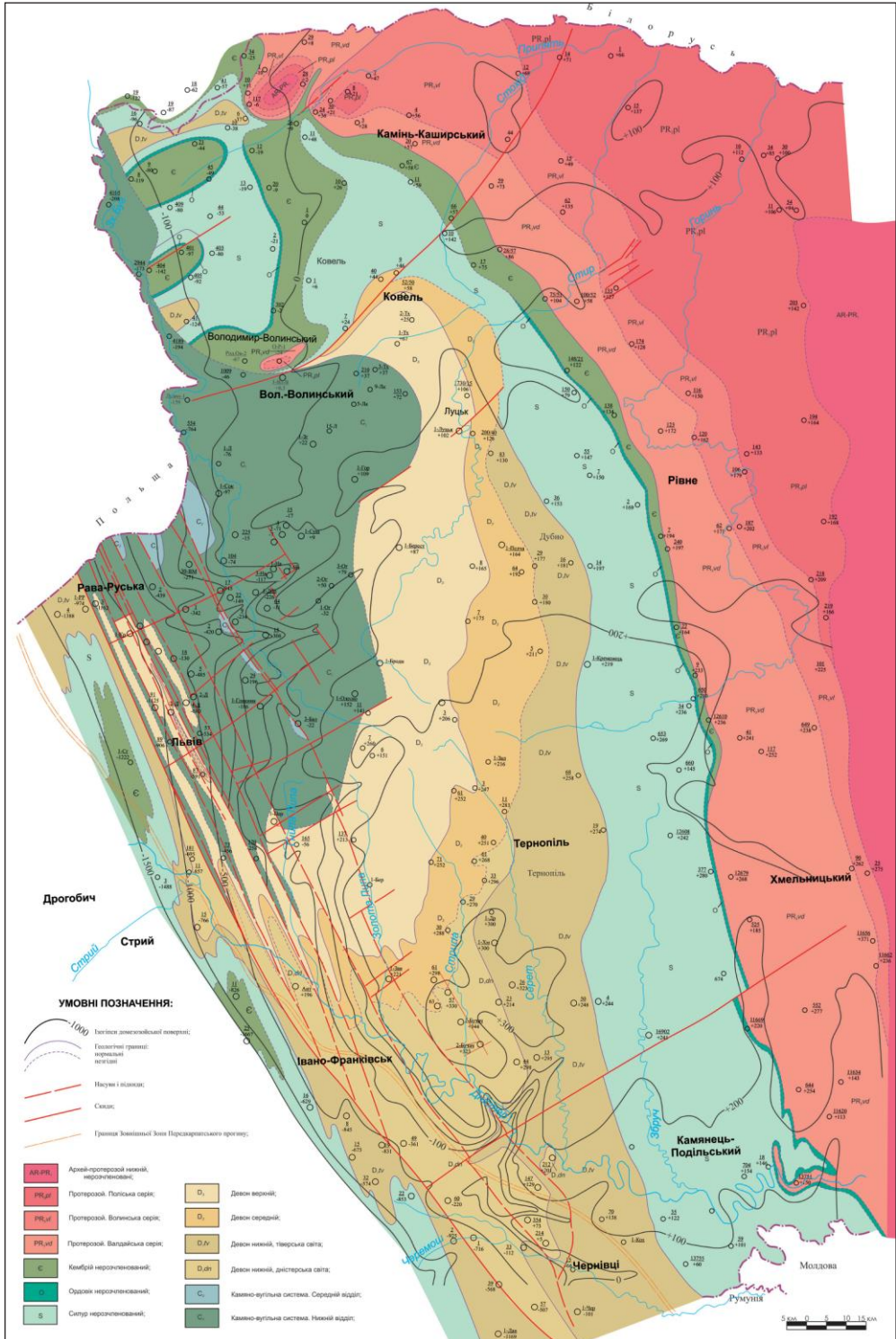


Рис. 27. Геологічна карта домезозойської поверхні Волино-Поділля

Домезозойська поверхня вивчена великою кількістю свердловин. На цю поверхню виходять різновікові відклади, починаючи від кристалічних порід фундаменту і закінчуючи відкладами карбону. У східних районах такі виходи утворюють смуги, які простягаються на сотні кілометрів з півночі на південь. В західному напрямку послідовно давніші відклади змінюються молодшими. Полоси ускладнені порушеннями. В межах Ковельського підняття геологічна карта має плямистий характер. Плями переважно північно-східного простягання. Іншу будову має західне Волино-Поділля. Тут поширене велике поле виходу кам'яновугільних відкладів, яке ускладнене насувами, у фронтальних частинах яких виходять давніші відклади карбону і навіть, у вигляді плям, – девону. В південно-західному напрямку площа виходів девонських відкладів збільшується. Вона представлена вузькими смугами північно-західного простягання, водночас збільшується кількість порушень. На південь від р. Дністер відсутні відклади карбону, верхнього і середнього девону.

На крайньому заході Волино-Поділля і у Передкарпатті на домезозойську поверхню виходять складчасті відклади нижнього палеозою. Еродована поверхня палеозойських відкладів характеризується нерівномірним зануренням у західному напрямку від частки градуса до декількох градусів, в межах структурних уступів (флексурних ліній) і десятків градусів – на схилах похованих палео- долин. По характеру морфології і гіпсометрії вона поділяється на дві частини: східну і західну.

Східна частина розташована у діапазоні глибин -100 – +350 м. Тут виділяється височина, яка обмежена ізогіпсою +200 м. Домезозойська поверхня розчленована древніми ерозійними долинами південно- і північно-західного напрямків, зрідка – субмеридіонального. Глибини їх не перевищують 100–200 м, протяжність становить від десятків до сотень кілометрів. Палеовододіл проходив, ймовірно, по лінії Бучач-Хмельницький, тому що по обидва боки від неї долини мають протилежні напрямки. Так, ерозійна долина, яка починається біля м. Хмельницький, розкривається північніше м. Ківерці. Ширина її 5–10 км, глибина понад 100 м. Долина декілька разів майже під прямим кутом змінює напрямок і складається з п'ятидесятикілометрових ділянок північно-західного і північно-східного простягання. Потрібно зауважити, що аналогічний характер мають долини сучасних річок Горині і Стиру. На півдні Волино-Поділля давні ерозійні долини мають південний напрямок і такий само напрямок мають сучасні долини на цій частині території.

Західна частина домезозойської поверхні характеризується більшою контрастністю рельєфу і глибшим заляганням, вона нерівномірно занурена до абсолютних глибин -1500 м. Кут нахилу 1–2°. Вона ускладнена субмеридіальною Ставчанською флекурою і Рава-Руським підняттям північно-західного простягання. Тут врізи річок вузькі і досягають 200 м. Більшість з них південно-західного простягання.

Завершуючи характеристику поверхні необхідно звернути увагу на те, що в палеорельєфі північної частини Волино-Поділля переважають локальні форми південно-західного простягання, в той час як у південній – північно-західного. Таким чином домезозойська поверхня має деяке успадкування рельєфу від

структурних форм палеозойської товщі. Висновок про успадкованість новітнього розвитку структурних форм домезозойського чохла і фундаменту західного краю СЄП було зроблено І.В. Гофштейном [40] для Волино-Поділля і Додоновим А.Е. та ін. [43] для Прибалтики. Принцип успадкованості розвитку регіональних і локальних структур став передумовою проведення структурно-геоморфологічних досліджень у північній частини Волино-Поділля працівниками НДЛ «Зарубіж-геологія» у 1978 р. На їх основі виділено три великі морфоструктури: Локачинська, Горохівська і Повчансько-Берестецька. Вони всі мають північно-східне простягання. Оскільки перша має віддзеркалення у силурійських відкладах, є підстави вважати, що й інші теж є у палеозойських відкладах. Можливо, за структурно-геоморфологічними даними можна виявляти підняття у нижніх частинах осадового чохла.

Локальні підняття є важливою складовою частиною любого регіону. Наявність їх – це один із факторів оцінки перспектив нафтогазоносності території. Це стосується і Волино-Поділля, а саме фонду локальних структур нижнього палеозою. На сучасному стані вивченості території цей фонд невеликий, складається з декількох десятків виявлених і прогнозних структур на основі геофізичних досліджень. З них тільки декілька вивчені бурінням. Структури представлені різними морфогенетичними типами. У західній частині це брахіформні (Літовезьке, Сокальське, Великомоствське, Бучацьке та ін.), у східній блокові (Гусятинське, Сатанівське, Хотинське та ін.) підняття, ускладнені чи обмежені порушеннями (скидами, підкидами, підкидо-насувами), куполоподібні структури (Повчанська, Настасівська, Денисівська), структурні носи (Хмелівська, Дарахівська, Княжська та ін. структури), які можуть бути обмежені порушеннями.

Окрім локальних структур у східній частині перикратону встановлені структури більш високого порядку: вали (Локачинський і Горохівський), антиклінальні лінії (Сороки-Новосілки, Монастирсько-Хмелівська, Велеснів-Костельники) та ін., які ускладнені локальними формами.

Необхідно згадати ще одну локальну структуру, яка виявлена сейсморозвідкою у нижньому палеозою в межах Передкарпатського прогину. Це Тарашанська брахіантиклінальна складка північно-західного простягання. За попередніми даними по відбиваючому горизонту в покрівлі кембрію складка має розміри 6×2,5 км при амплітуді 50 км.

У північно-західній частині Волино-Поділля необхідно зазначити Літовезьке і Сокальське підняття, виявлені сейсморозвідкою у кембрійських відкладах. Обидва мають майже меридіональне простягання, довжина їх не більше 10 км при ширині до 2 км і амплітуді близько 50 км. Вони ускладнені повздовжніми малоамплітудними порушеннями, по яких східні крила опущені.

На Ковельському піднятті сейсморозвідкою вивчена Літинська структура по відкладах верхнього протерозою.

В багатьох нафтогазоносних регіонах світу, як відомо, газонафтоносність пов'язана з зонами розломів. Є мало родовищ, в геологічній будові яких немає розривних порушень. Вторинне залягання вуглеводнів в колекторах пов'язане з їх міграцією по площинах порушень. Це визнають прибічники як органічного, так і неорганічного походження.

В нафтогазоносності Волино-Подільської нафтогазоносною області також важлива роль у формуванні покладів вуглеводнів належить розломній тектоніці [75], що необхідно враховувати при проведенні пошукових робіт. В світлі цього заслуговує уваги Устилуг-Рогатинська тектонічна зона, що поділяє територію на дві частини, які відрізняються за характером будови і простяганням основних лініаментів. В межах цієї зони на основі аналізу фактичного матеріалу виділено низку перспективних ділянок.

Цей комплекс на Волино-Поділлі і в Передкарпатті поки що можна охарактеризувати тільки в загальних рисах. Вивчення будови палеозойських комплексів ускладнене із-за їх закритості. Виходи палеозойських відкладів на денну поверхню відомі тільки по р. Дністер, Горинь та їх притоках, а також в районі с. Повча. У зв'язку з чим основою для їх вивчення є бурові і геофізичні роботи.

### **3.2. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ КЕМБРІЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ**

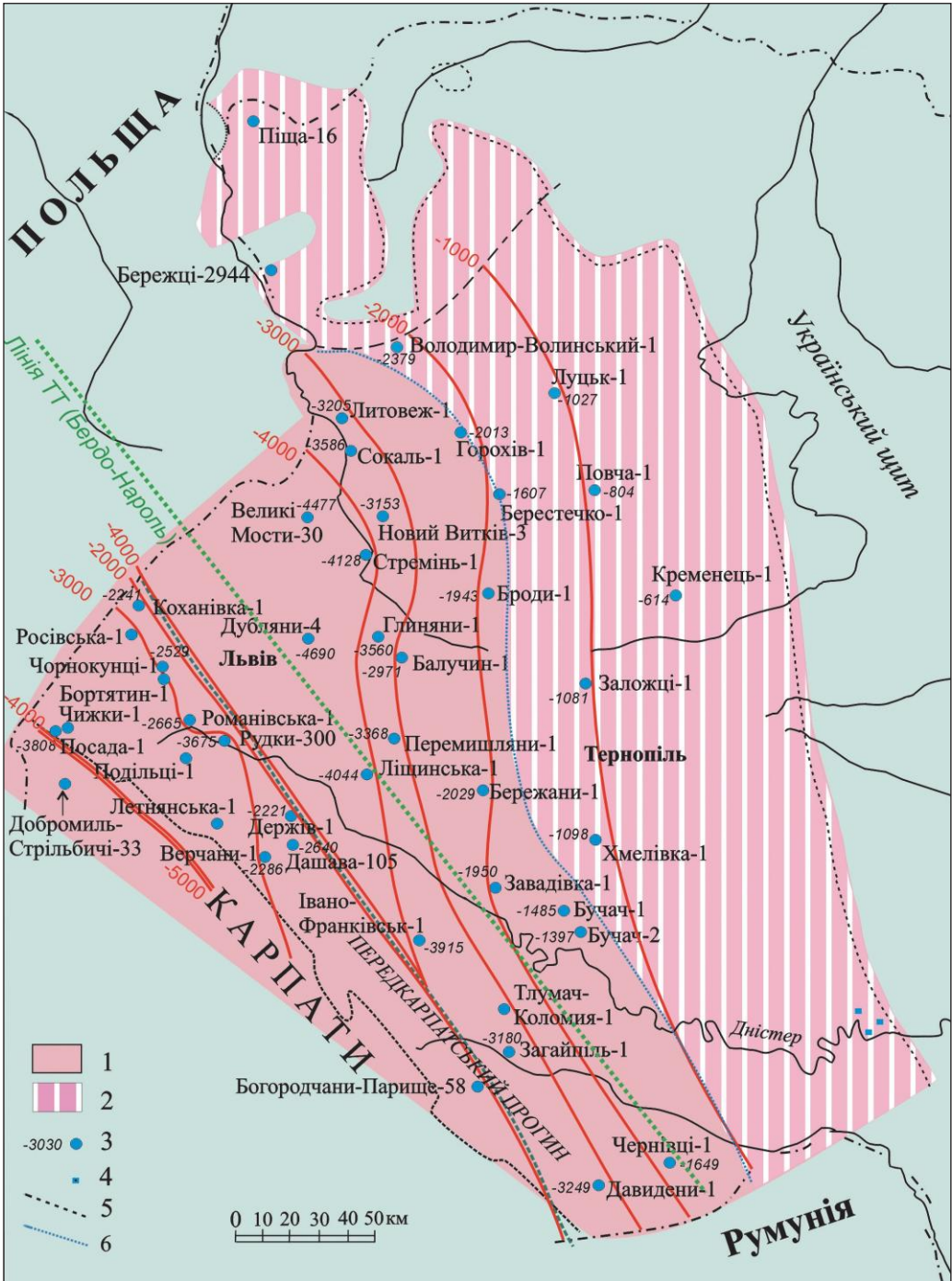
Кембрійські відклади на південно-західній окраїні СЄП розкриті свердловинами у Львівському палеозойському та Передкарпатському прогинах, на Волино-Подільській монокліналі та Ковельському виступі. Для цих регіонів характерна блокова будова з різними амплітудами вертикальних переміщень. На більшій частині території (у Львівському та Передкарпатському прогинах) відклади кембрійської системи залягають на глибині від кількох сотень до понад 4500 м, безпосередньо під породами ордовицького віку (рис. 28). На Ковельському піднятті вони розкриті свердловинами на незначних абсолютних відмітках під ордовицькими, силурійськими, кам'яновугільними та мезозойськими утвореннями. В усіх розрізах, крім східної прибережної смуги, товща кембрію стратиграфічно згідно залягає на породах канилівської світи верхнього протерозою. Субсиденція відбувалася в єдиному басейні, глибина якого поступово збільшувалася у західному напрямі. У цьому ж напрямі змінюються фації – від прибережнороських піщаних до глибоководних алеврито-глинистих.

У найповніших розрізах західної частини Придністровської монокліналі кембрій представлений всіма трьома відділами. Нижньокембрійська частина складена дрібнозернистими пісковиками та алевролітами з проверстками аргілітів. Фауністичні рештки в них трапляються дуже зрідка, представлені одиничними трилобітами, беззамковими брахіоподами та гіолітами. При кореляції цих відкладів, як і всього кембрію, провідну роль відіграють акритархи [124].

До середнього-верхнього кембрію входить нерозчленована товща дрібно-зернистих кварцових пісковиків з проверстками алевролітів та аргілітів, кількість і товщина яких збільшується у західному напрямі [32]. У прибережній східній смузі у розрізах переважають фації дюнних пісків, у західній (у Львівському та Передкарпатському прогинах) – алеврито-глинисті фації зануреної частини шельфу. З фауністичних решток в них знайдені поодинокі трилобіти, гіоліти і беззамкові брахіоподи [51].

У зв'язку з надзвичайно рідкісними знахідками фауни стратиграфічне





1 – поширення кембрійських відкладів; 2 – площа з частково розмитими відкладами; 3 – свердловини і глибина залягання підосви кембрію (у м від рівня моря); 4 – відслонення кембрію; 5 – східна межа поширення силуру; 6 – східна межа поширення повних розрізів кембрію.

Рис. 28. Глибина залягання підосви кембрію

розчленування та кореляція відкладів кембрію ґрунтується на літологічних та геофізичних дослідженнях розрізів. При виконанні регіональних геологічних робіт використовується стратиграфічна схема, розроблена за матеріалами по північно-західній Волині, де ці відклади порівняно з іншими районами досліджені детальніше. Останнім часом встановлено, що для розрізів кембрію та більшої частини ордовіку, представлених винятково теригенними фаціями, на південно-західній окраїні платформи, незважаючи на мінливість співвідношень вмісту різних типів порід, характерні незмінні товщини ізохронних (не літологічних) товщ та збереженість загальних особливостей їх наверстувань (циклічності), а отже швидкість субсиденції на всій акваторії палеобасейну була однаковою.

Повні розрізи кембрію представлені відкладами нижнього, середнього та неповного верхнього відділів. За літологічними відмінами у нижньому відділі вирізняють балтійську і бережківську серії (рис. 29) [124].

| Система     | Відділ          | Карпати, Передкарпатський і Львівський прогини |                     | Ковельське підняття |   |                  |
|-------------|-----------------|--|---------------------|---------------------|---|------------------|
|             |                 | Серія  | Світа               | Серія               | Світа   |                  |
| Кембрійська | Верхній відділ  | Стриворська 98 м                               | Кореличівська 28 м  | Неретайнська 82 м   | "Товща ясносірих і строкатих пісковиків" 82 м |                  |
|             |                 |  | Пнятинська 39 м     |                     |   |                  |
|             |                 |  | Плетеничівська 29 м |                     |   |                  |
|             | Середній відділ | Бережківська 306 м                             | Тейсарівська 42 м   | Бережківська 306 м  | Свितязька 102 м                               |                  |
|             |                 |  | Клинівська 37 м     |                     | Любомльська 74 м                              |                  |
|             |                 |  | Утіховичівська 21 м |                     |   |                  |
|             |                 |  | Рогізненська 37 м   |                     | Домінопольська 130 м                          |                  |
|             |                 |  | Кунівська 39 м      |                     |   |                  |
|             |                 |  | Лисятичівська 56 м  |                     |   |                  |
|             |                 |  | Сливницька 32 м     |                     | Балтійська 132 м                              | Стохідська 100 м |
|             |                 |  | Київська 43 м       |                     |   |                  |
|             | Нижній відділ   | Балтійська 132 м                               | Бережницька 55 м    | Балтійська 132 м    | Рівненська 32 м                               |                  |
|             |                 |  | Прилбичівська 46 м  |                     |   |                  |
|             |                 |  | Родатичівська 30 м  |                     |   |                  |
|             | ?               | ?  |                     |                     |   |                  |

Рис. 29. Схема стратиграфічного поділу кембрійських відкладів [124]

**Балтійська серія.** Відклади цієї серії (товщиною 132 м) залягають без видимої кутової незгідності на канилівській світі валдаю і стратиграфічно згідно перекриті бережківською серією. Лише на Ковельському виступі у її покрівлі зафіксовані часткові розмиви верхніх верств та перекриття безпосередньо крейдою. Літологічно нижня межа виражена чітко і проводиться по підосшві різнозернистих глауконіт-кварцових пісковиків товщиною від кількох до 32 м; подекуди вона збігається з гравелітовим проверстком. Однак, у деяких свердловинах та в окремих відслоненнях на Поділлі ця межа має характер поступового переходу і втрачає свою чіткість. Для відкладів серії характерна поява сабелідитид, які у старших та молодших відкладах не зустрічаються. Крім того, у верхній частині стратону поширені представники поліхет роду *Platysolenites*. Верхня межа балтійської серії також чітка і проводиться по покрівлі пачки строкатобарвних аргілітів і алевролітів стохідської світи, вище якої залягають пісковики домінопольської світи бережківської серії. До цієї ж межі приурочене зникнення у розрізах платисоленітесів. В окремих випадках верхня межа маркується конгломератами і конгломератоподібними породами у підосшві бережківської серії.

Треба зазначити, що ще у кінці ХХ століття появились дані, які поставили під сумнів положення нижньої межі кембрію у розрізах південно-західної окраїні СЄП. Згідно з новими уявленнями, ця межа повинна проводитися не по підосшві, а по покрівлі балтійської серії [62]. Також висловлювалися думки і про можливе проведення її всередині серії по покрівлі рівненської світи. Зважаючи на такі розходження, балтійська серія нами описується у складі кембрію у повному обсязі. У складі балтійської серії виділені рівненська і стохідська світи.

**Рівненська світа** (54 м) у нижній частині більшості розрізів на платформі складена пачкою зеленувато-сірих і ясно-сірих горизонтально- або косоверстуватих середньо- та грубозернистих глауконіт-кварцових пісковиків, грубозернисті відміни яких подекуди переходять у гравеліти. Структура пісковиків найчастіше псамітова, різнозерниста, рідше гравеліста. Текстура верстувата або масивна. Кластичний матеріал представлений здебільшого кварцом, меншою мірою (до 10 %) – польовими шпатами. Польовий шпат представлений здебільшого мікрокліном у вигляді дрібних кутастих табличок з мікрокліновою решіткою. Глауконіт (до 20 %), зустрічається у вигляді роз'їдених корозією зерен округлої або неправильної форми. В окремих випадках глауконіт відіграє роль цементу. Цемент у пісковиках представлений переважно кременисто-глинистим матеріалом і карбонатами. Глинистий матеріал цементу складений гідрослюдою з домішкою каолініту.

Верхня пачка рівненської світи представлена зеленувато-сірими тонковерстуватими, рідше масивними, з невеликими гніздами глауконіту і піриту алевролітами й аргілітами. Основна маса представлена гідрослюдами і кварцом з домішками кальциту і каолініту.

На Подільському піднятті вікові аналоги рівненської світи представлені зеленувато-сірими, сірими, темно-сірими і навіть чорними алевролітами з проверстками аргілітів і вапнистих пісковиків. У Передкарпатському прогині розрізи цього ж вікового інтервалу складені переважно сірими, слюдистими, подекуди масивними і дуже міцними кварцито-подібними пісковиками з проверстками сірих алевролітів і темно-сірих аргілітів.

Кембрійські відклади в регіоні мінливі за літологічним складом, проте ця мінливість не виходить за межі різних співвідношень пісковиків, алевролітів та аргілітів. Палеонтологічно рівненська світа та її вікові аналоги охарактеризовані знахідками сабелідитид, представлених видами *Sabellidites cambriensis* Jan., *Sokolovina* aff. *cristata* Kirjan, одиничними поліхетами (?) *petropolitanus* Jan. Особливо важливе значення для кореляції розрізів мають знахідки мікрофітофосилій, представлених акритархами *Leiopsophosphaera crassa* Naum., *Asperatopsophosphaera media* Scher., *A. magna* Scher. [124].

У *стохідській світі* (100 м) різко переважають глинисті породи – темно-сірі аргіліти та алевроліти з рідкісними малопотужними проверстками пісковиків. У східній частині регіону значне місце у розрізі стратону належить ущільненим глинам сірувато-зеленого кольору.

Ймовірні вікові аналоги стохідської світи на Поділлі частково описані у складі хмельницької світи, зокрема у її стратотиповому розрізі у св. Дарабани-13752, частково виокремлені у самостійну збруцьку світу [124]. Остання з них складена переважно пісковиками, яким підпорядковані проверстки строкатобарвних та зеленувато-сірих алевролітів і аргілітів. Крім того, у всій товщі часті проверстки конгломератоподібних порід.

Пісковики ясно-сірі різнозернисті, переважно дрібнозернисті, кварцові, подекуди вапнисті. Текстура їх масивна, інколи невиразно верстувата. Уламкові мінерали: кварц, польові шпати, слюди, гідрослюди, глинисті мінерали каолінового складу. Строкатобарвні алевроліти й аргіліти червонувато-бурі та сіро-зелені, часто плямісті, представлені проверстками і лінзами товщиною до 0,7 м. Палеонтологічно збруцька світа охарактеризована одиничними акритархами, характерними для балтійської серії взагалі.

**Бережківська серія** об'єднує значну (306 м) товщу відкладів нижнього кембрію. Її нижня межа досить чітка і проводиться по підшві потужної пачки ясно-сірих кварцових пісковиків, з якою на Волині збігається перерва у седиментації, встановлена за наявністю в окремих розрізах базальних конгломератів. За розрізами Волині у складі серії вирізняють домінопольську, любомльську і свитязьку світи.

*Домінопольська світа* (130 м) у нижній частині складена переважно ясно-сірими дрібнозернистими кварцовими пісковиками з проверстками сірувато-зелених, подекуди червоно-бурих алевролітів. Структура пісковиків переважно псамітова, рівномірно- або нерівномірнозерниста, текстура масивна, нерівноверстувата. Кластичний матеріал кварцовий, незначною мірою – польовошпатовий. Сконцентрований на окремих ділянках цемент із глинистого матеріалу надає породі плямистого вигляду. У верхній частині розрізу кількість пісковиків поступово зменшується, починають переважати глинисто-алевритові проверстки, які нерівномірно переверстковуються з пісковиками. Органічні рештки у нижній частині розрізу стратону не виявлені, у верхній вони представлені надзвичайно багатим комплексом акритарх, скупченнями ядер головоногих *Volborthella tenuis* Schm. та поодинокими фрагментами панцирів трилобітів *Wolynaspis unica* N.Tchern, *Holmia* (?) sp. [124].

*Любомльська світа* (74 м) складена ясно-сірими дрібно- та середньозернис-

тими кварцовими пісковиками з рідкісними проверстками зеленуватих алевролітів. Іноді спостерігається невиразна горизонтальна або коса верстуватість. Кластичний матеріал винятково з кварцу. Цемент пісковиків типу дотикання, рідше поровий і базальний, представлений глинистим матеріалом. Органічні рештки в світі не виявлені.

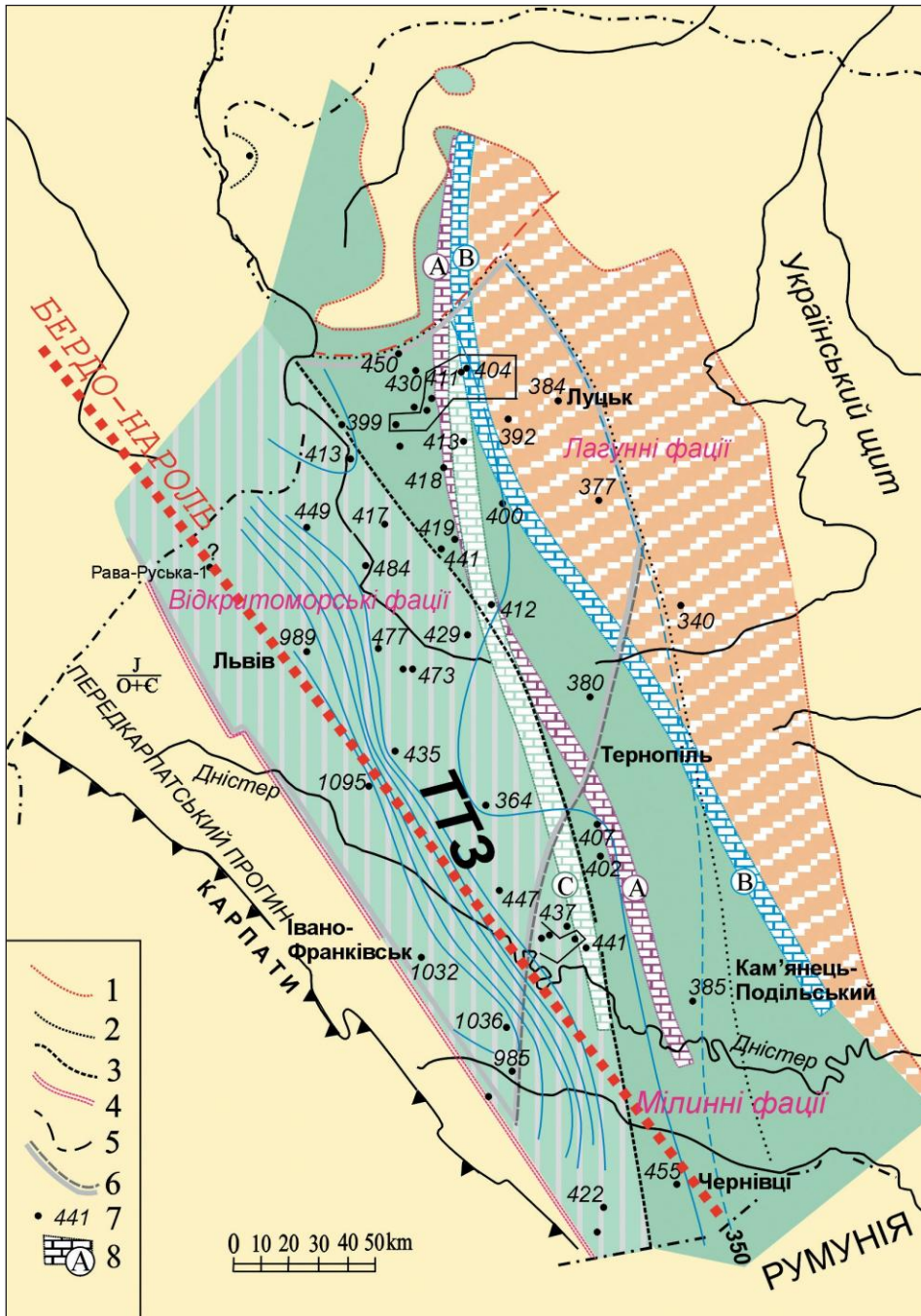
*Свितязька світа* (102 м) складена алевролітами з підпорядкованими проверстками пісковиків, хоча за простяганням співвідношення між цими відмінами порід можуть значно змінюватися. Пісковики сірі і ясно-сірі дрібнозернисті кварцові, подекуди кварцитоподібні, з тонкими проверстками сірих і зеленувато-сірих алевролітів. Структура їх псамітова і алевро-псамітова, нерівномірностерниста. Цемент в основному карбонатно-глинистий базального чи порового типу. Текстура верстувата, невиразно верстувата, рідше масивна. Алевроліти сірі, темно-сірі, зеленувато-сірі, з тонкими проверстками пісковиків. Часто товщі набувають вигляду нерівномірного переверсткування цих відмін порід. Для світи характерні комплекси акритах та одиничні знахідки трилобітів, зокрема *Strenueva primaeva* (Brögg.) і брахіопод *Glyptias favosa* (Linnarson), *Lingulella* sp.

До середнього та верхнього відділів кембрію віднесена товща ясно-сірих кварцових пісковиків з прошарками алевролітів та аргілітів, яка без видимої кутової та стратиграфічної незгідності залягає на відкладах свитязької світи, але різко незгідно перекрита молодшими утвореннями (палеозойськими та мезозойськими). У західних розрізах (св. Балучин-1, 3, Перемишляни-1) над ними прослідковуються чорні аргіліти з різностернистими кварцовими і поліміктовими пісковиками.

Закінчуючи характеристику кембрійських відкладів, необхідно зазначити, що пісковики у східних регіонах середньо- і крупностернисті. У напрямку зі сходу на захід зменшуються кременистість і частка піщаних порід. Пісковики ущільнюються, хлоритизуються та окварцовуються, зменшується міжзернова пористість (1–3%). Ці зміни відбуваються при переході через Устилуг-Рогатинську флексурно-скидову зону. Окрім того, на захід від неї відбувається глинизація розрізу. У св. Дубляни-4 зустрічаються породи, подібні до ортокварцитів та глинистих сланців.

### 3.3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ СИЛУРІЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

У геологічній історії південно-західної (Волино-Подільської) країни СЄП та прилеглої частини Передкарпатського прогину середньої палеозой посідає особливе місце. З ним пов'язане формування потужної різнофасіальної товщі силуру й девону, яка різко відрізняється від підстрелюючих та перекриваючих відкладів і є відображенням геологічних процесів, що відбувалися на краю платформи при її переході від каледонського до герцинського етапу розвитку (рис. 30). Характер та інтенсивність цих процесів визначалися розміщенням регіону, який у тектонічному відношенні належав до зони перикратонних опускань, а в палеогеографічному – був дном шельфового моря.



1–3 – східна межа поширення відкладів (1 – силуру, 2 – тиверської серії, 3 – дністровської серії або олд-реду); 4 – західна межа поширення відкладів силуру і девону; 5 – зони тектонічних порушень; 6 – межа поширення середньодевонських відкладів; 7 – товщина відкладів у свердловинах; 8 – розміщення біогермових бар'єрів (А – баговицького, В – малиновецького (конівського), С – скальського (ісаковецького) віку); ТТЗ – зона Тейсейра–Торнквіста.

Рис. 30. Карта товщини та поширення фацій силурійських відкладів

Силурійські відклади Волино-Подільської плити поділяються на нижній та верхній відділи. В першому виділені ландоверійський, венлоцький і нижня частина лудловського ярусу, у другому – верхня частина лудловського ярусу і пржидольський ярус. В них виділяють чотири горизонти: китайгородський, баговицький, малиновецький і скальський [46, 49, 113] (рис. 31).

*Китайгородський горизонт* (верхи ландоверу – венлок). Відклади горизонту на більшій частині південно-західної окраїни СЄП фаціально виражені майже так само, як і в Подільському опорному розрізі [96, 123, 125, 144–146], і лише в найбільш зануреній частині Львівського та в Передкарпатському прогині вони повністю глинисті. У його складі виділені: на північному заході – *карасинська, суська, старосільська*; в осьовій частині – *фурманівська* та *мар'янівська*; в південно-східній частині – *дублянська* та *тлумацька світи*, які фаціально заміщують одна одну вхрест простягання Волино-Подільської плити.

*Карасинська світа* за стратиграфічним обсягом повністю відповідає респівській підсвіті Поділля. Її розрізи, які складені пухкими, зеленувато-сірими глинами, розкриті північніше Луцька і східніше від Ковеля [51]. Товщина стратону – 7–19 м.

*Суська світа* стратиграфічно згідно залягає на карасинській і також поширена у північно-східній частині регіону, де представлена сірими масивними плитчастими дрібнозернистими, часто кавернозними доломітами, які за простяганням переходять у доломітизовані брекчієподібні вапняки. Товщина світи 52–62 м.

*Старосільська світа*, як і попередні, поширена лише в крайній східній частині площі поширення силуру (на північний схід від Луцька). До її складу входять лагунні утворення суршинського віку, які представлені чергуванням аргілітів і темно-сірих пухких мергелів з глинистими ясно-сірими тонковерстуватими кавернозними пелітоморфними доломітами товщиною близько 17 м.

На південний захід від площі розвитку карасинської та суської світ китайгородські відклади стають більш глинистими й переходять у грудкуваті мергелі і навіть аргіліти з окремими скупченнями дрібного органогенного детриту. Такі розрізи відрізняються від подільських дуже мало, у зв'язку з чим в них виділяються *фурманівська* (20–28 м) та *мар'янівська* (41–62 м) світи. У деяких розрізах (св. Сушне-1, Воютин-1) спостерігається підвищений вміст органогенного детриту, вапняки в них представлені головним чином масивними дрібнозернистими різновидами з нерівномірним розподілом глинистого матеріалу.

*Дублянська світа* відповідає нижній половині китайгородського горизонту (фурманівській світі й нижній половині врублівецької підсвіті Поділля). Встановлена у зоні Тейссейра–Торнквіста, в найбільш зануреній частині ЛПП (св. Дубляни-4, Великі Мости-30, Перемишляни-1) та в Передкарпатському прогині (св. Івано-Франківськ-1, Тлумач-Коломия-1, Загайпіль-1, Давидени-1), де складена темно-сірими, часто вапнистими аргілітами, що чергуються з мергелями, алевролітами й дрібнозернистими пісковиками. Товщина світи 17–49 м.

*Тлумацька світа* відповідає верхній половині китайгородського горизонту (верхній половині врублівецької та суршинській підсвіті Поділля). Поширена у зоні Тейссейра–Торнквіста, де стратиграфічно нарощує розріз дублянської

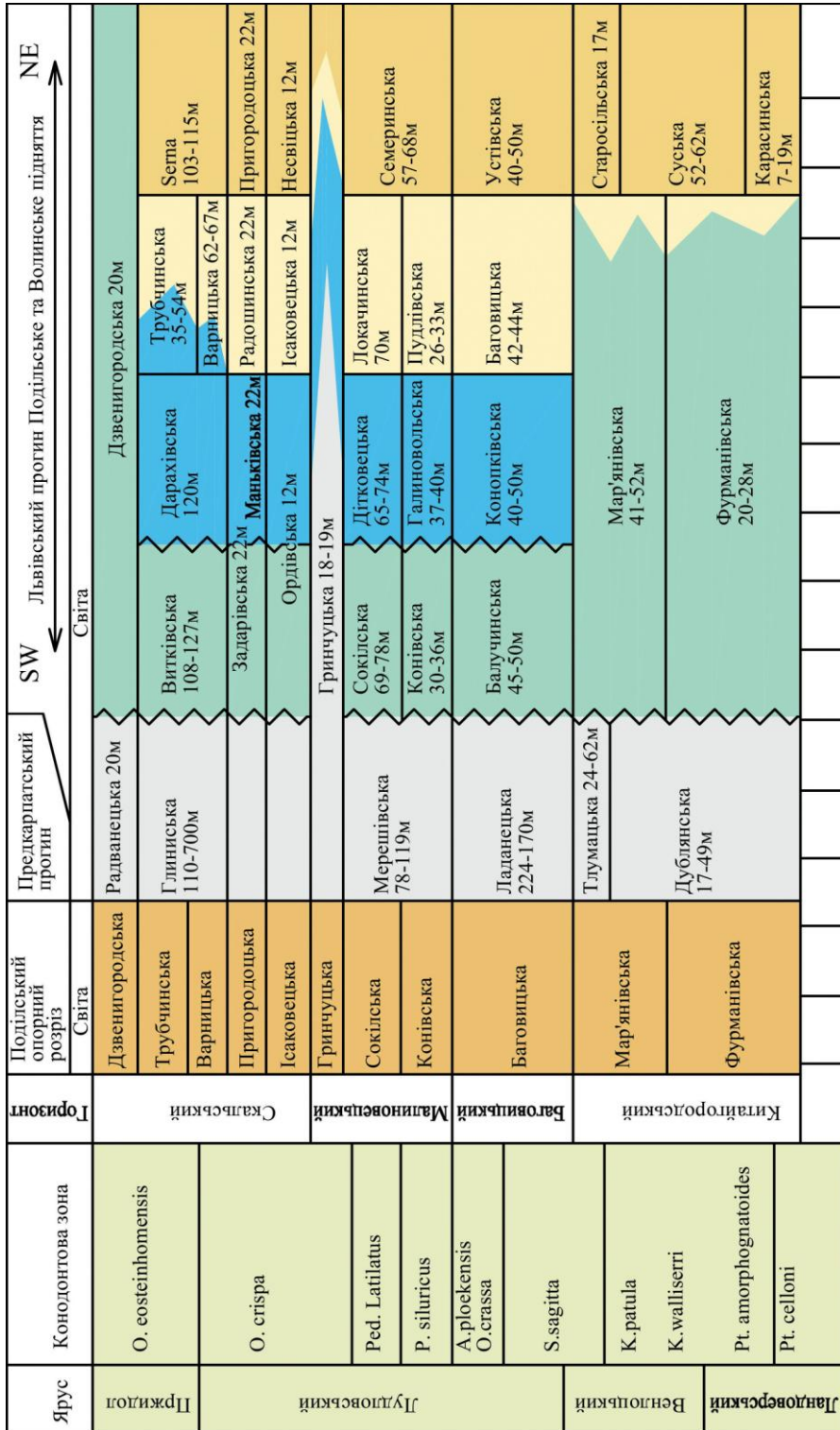


Рис. 31. Схема стратиграфічного поділу силурійських відкладів південно-західної окраїни СЄП [51]



світи. На жаль, у жодній з пробурених свердловин не проводився повний відбір керна, у зв'язку з чим стратон можна охарактеризувати головним чином за геофізичними властивостями розрізів з використанням одиничних зразків порід. Склад світи досить одноманітний і витриманий за простяганням – це товща товщиною 24–62 м темно-сірих аргілітів, що містять окремі скупчення дрібного органогенного детриту або лінзи глинистих вапняків.

**Баговицький горизонт** (верхи венлоку – низи лудлову). До складу горизонту входять одновікові відклади, що утворилися у різних умовах: в межах замкнутої лагуни на північному сході (*баговицька світа*), мілини (*конопківська світа*) й материкового схилу на південному заході (*балучинська* і *ладанецька світи*). Ці утворення (за винятком балучинської та ладанецької світ) досить чітко відрізняються від підстилаючих, але межа між ними виражена не так різко і встановлюється головним чином кореляційним методом. Товщина горизонту збільшується з північного сходу на південний захід від 42–44 м до 170–224 м.

*Баговицька світа* представлена, як і в відслоненнях на Поділлі, винятково лагунними седиментаційними доломітами й домеритами із вклученнями гіпсів та ангідритів. Стратон розвинений у східній частині регіону, де розкритий свердловинами Локачі-8, 9, Луцьк-1, Воютин-1, Повча-1, Заложці-1, Карасин-1496. Товщина світи не перевищує 42–44 м.

*Конопківська світа* латерально заміщує баговицьку і об'єднує одновікові з нею відклади, що утворилися в мілиній зоні. Розрізи стратону розкриті у досить вузькій смузі в св. Дарахів-1, Конопківка-1, Миньковичі-2, Локачі-10, Берестечко-1, Броди-1. Вони представлені переважно зернистими (від пелітоморфних до грубозернистих) органогенно-детритовими масивними, часто з брекчієподібною текстурою вапняками товщиною 40–50 м. Східніше, у зоні переходу до баговицьких лагунних утворень, спостерігається доломітизація порід і навіть проверстки доломітів (св. Берестечко-1); у західному напрямі розміри зерен зменшуються, вапняки стають глинистими, pojawiaються грудкуваті текстури (св. Оглядів-3, Сушне-1).

*Балучинська світа* складена глинистими вапняками і мергелями з грудкуватою текстурою. Для порід характерний нерівномірний розподіл глинистого матеріалу, який переважно цементує світліші грудки, збагачені пелітоморфним або дрібнозернистим карбонатом. У західному напрямі спостерігається поступове зменшення розмірів грудок та їх кількості, тобто перехід до мергелів і вапнистих аргілітів. Світа розкрита св. Балучин-1, 3, Оглядів-1, Сушне-1, Володимир-Волинський-1, Новий Витків-3. Товщина її не перевищує 45–50 м.

*Ладанецька світа* латерально заміщує балучинську у найбільш глинистих розрізах баговицького горизонту, які розкриті свердловинами у зоні Тейссейра–Торнквіста. В усіх розрізах вона представлена товщею (до 170–224 м) темно-сірих аргілітів з проверстками глинистих і алевритистих вапняків, мергелів (у Львівському прогині) та алевролітів (у Передкарпатському прогині).

**Малиновецький горизонт** (середня частина лудлову). На більшій південно-західній частині площі поширення горизонт складений такими ж, як і в відслоненнях на Поділлі, карбонатно-глинистими відкладами континентального схилу (більш або менш глинистими грудкуватими мергелями і вапняками), які на

північний схід (в районі Бродів, Берестечка, Горохова) латерально заміщуються мілініними (рифогенними органогенно-детритовими вапняками, вторинними доломітами) та (на північний схід від Луцька) лагунними доломітами і домеритами. За фаціальними особливостями у ньому з північного сходу на південний захід виділяються: *семеринська*; *пудлівська* і *локачинська*; *галиновольська* і *дітковоцька*; *конівська* і *сокольська*; *мерешівська* світи, перекриті *гринчуцькою* і *радоставською* світами.

*Семеринська світа* поширена у північно-східній частині регіону, де розкрита свердловинами Локачі-5, 9, Луцьк-1, Повча-1. Вона складена лагунними відкладами – сірими домеритами, що чергуються з дрібнозернистими, місцями кавернозними та брекчієподібними доломітами товщиною 57–68 м.

*Пудлівська світа* за стратиграфічним обсягом повністю відповідає конівській і галиновольській світам. Відклади її розкриті у північно-східній частині регіону св. Локачі-5, 8, 9, Повча-1, Заложці-1, Луцьк-1, Миньковичі-2. На всій площі розвитку стратон представлений винятково лагунними утвореннями товщиною 26–33 м – тонковерстуватими темно-сірими домеритами та дрібнозернистими доломітами з гіпсами й ангідритами.

*Локачинська світа* перекриває пудлівську у північно-східній частині регіону, складена головним чином товщею (близько 70 м) пелітоморфних або дрібнозернистих масивних кавернозних доломітів (доломітизованих вапняків) з окремими проверстками домеритів і масивних зернистих органогенно-детритових вапняків. Повністю вона представлена у св. Локачі-8, 10.

*Галиновольська світа* латерально заміщує пудлівську, з якою має поступові переходи. Відома в розрізах св. Галина Воля-1904 та Володимирівка-1, де до неї віднесені сірі (від майже білих до темно-сірих) зернисті масивні або брекчієподібні, органогенно-детритові, переважно криноїдні й криноїдно-строматопорові вапняки (передрифові фації) товщиною 37–40 м.

*Дітковоцька світа* латерально заміщує локачинську і перекриває галиновольську, складається з масивних, місцями з брекчієподібною текстурою, зернистих органогенно-детритових вапняків товщиною 65–74 м. Ці відклади є передрифовими (шлейфовими) утвореннями сокільського часу, розкриті св. Броди-1, Радехів-73, Володимирівка-1, Локачі-14. У південно-західному напрямі породи поступово збагачуються глиною, брекчієподібні текстури заміщуються грудкуватими, зменшуються розміри й кількість органогенного детриту.

*Конівська* та *сокільська світи* представлені одноманітними товщами грудкуватих глинистих вапняків і мергелів товщиною відповідно 30–36 м та 69–78 м. Ці утворення, що належать до типових схилових, добре відомі за розрізами, які розкриті у широкій смузі в св. Дарахів-1, Балучин-1, Новий Витків-3, Сушне-1, Оглядів-1, Олеско-1, Бучач-2, Чернівці-1. Межі світ літологічно не виражені, встановлюються головним чином кореляційними методами.

*Мерешівська світа* об'єднує найглибші утворення конівського та сокільського часу, які представлені переважними аргілітами з лінзами і грудками пелітоморфних глинистих вапняків. Її розрізи товщиною 78–119 м розкриті св. Дубляни-4, Перемишляни-1, Тлумач-Коломия-І, Давидени-1, Загайпіль-1, Великі Мости-30.

*Гринчуцька світа* досить витримана за простяганням і в більшості розрізів (на площах Бучач, Завадівка, Горохів, Локачі, Оглядів, Балучин та ін.) складена майже такими ж, як і в Подільському опорному розрізі, але більш глинистими грудкуватими вапняками і мергелями товщиною 18–19 м. У північно-східній частині регіону вони заміщуються сильно глинистими масивними відмінами і навіть переходять у карбонатні глини з розсіяними невеликими грудками, збагаченими органогенним детритом (св. Локачі-8, 9).

*Радоставська світа* латерально заміщує *гринчуцьку* у центральній частині Львівського та в Передкарпатському прогині (у зоні Тейссейра–Торнквіста). Стратон представлений винятково темно-сірими, майже чорними щільними аргілітами товщиною близько 19 м. Породи переважно безкарбонатні і лише в зоні переходу до *гринчуцької світи* (св. Сокаль-1) в них появляються невеликі грудки мергелю.

**Скальський горизонт** (верхи лудлову – пржидол) об'єднує комплекс відкладів (160–185 м), які фаціально надзвичайно мінливі як у розрізах, так і за простяганням [96, 145, 146]. Проте у розподілі близьких за походженням фацій (лагунних, мілинних, схилових) спостерігаються досить чіткі закономірності, що дозволяють виділити у складі стратону світи (знизу і з північного сходу на південний захід):

- несвіцька, ісаковецька, ордівська, іспаська;
- пригородоцька, радошинська, маньківська, задарівська, кимирська;
- сернівська, варницька, трубчинська, дарахівська, витківська, глиниська;
- дзвенигородська, радванецька.

*Несвіцька світа* розвинена у східній частині регіону, де розкрита св. Локачі-5, 8, 9, Миньковичі-2, Дарахів-1, Луцьк-1. Вона складена лагунними синювато-сірими масивними домеритами й вапнистими аргілітами з одиничними грудками ясно-сірого доломіту; товщина – близько 12 м.

*Ісаковецька світа*, як і в відслоненнях на Дністрі, представлена дрібнозернистими доломітами або доломітизованими вапняками товщиною близько 12 м. Розкрита у вузькій смузі майже субмеридіонального простягання св. Заложці-1, Берестечко-1, Луцьк-1, Миньковичі-3. Західніше доломіти заміщуються органогенно-детритовими вапняками, східніше – домеритами.

*Ордівська світа* латерально заміщує ісаковецьку, повністю відповідаючи їй за стратиграфічним обсягом. У розрізах, розкритих св. Бучач-1, Підгайці-4, Оглядів-2, Локачі-10, Коропець-Пишківці-1, Броди-1, Горохів-6, вона складена масивними органогенно-детритовими дрібнозернистими, місцями слабо глинистими вапняками товщиною близько 12 м. Західніше – у св. Завадівка-6, Володимир-Волинський-1, Оглядів-1, Новий Витків-3 – породи стають більш глинистими й переходять у грудкуваті вапняки.

*Іспаська світа* завершує фаціальний ряд відкладів ісаковецького часу і складена щільними чорними аргілітами товщиною близько 12 м, що переходять за простяганням (на схід) у темно-сірі вапнисті відміни. Відклади стратону розвинені лише у зоні Тейссейра–Торнквіста (ТТ).

*Пригородоцька світа* стратиграфічно згідно перекриває *несвіцьку*, розвинена у східній частині регіону, де розкрита св. Верхняківці-1, Луцьк-1, Локачі-1, Воютин-1, Повча-1. Як і в Дністровському опорному розрізі, вона представлена

товщею (близько 22 м) лагунних утворень – сірими й темно-сірими домеритами з проверстками пелітоморфних або дрібнозернистих доломітів, гіпсів та ангідритів.

*Радошинська світа* латерально заміщує пригородоцьку і є її віковим аналогом. Складена вона сірими різнозернистими (від дрібно- до грубозернистих) масивними, в окремих проверстках плитчастими доломітами з уламками кри- ноїдей та строматопор; для масивних відмін порід характерні стилітові шви. Товщина – 22 м. Смуга поширення цих відкладів поки що розбурена недостатньо, у зв'язку з чим їх розрізи розкриті одиничними свердловинами – Локачі-5, 8, Хмелівка-1, Берестечко-1, Заложці-1.

*Маньківська світа* латерально заміщує радошинську, складена товщею сірих від грубо- до дрібнозернистих та пелітоморфних масивних однорідних або з брекчієподібною текстурою органогенно-детритових, часто криноїдних вапняків товщиною 22 м. Типові розрізи розкриті св. Локачі-10, 15, Броди-1, Підгайці-3, Загорів-1, Коропець-Пишківці-1, Бучач-1.

*Задарівська світа* латерально заміщує маньківську і має той же стратиграфічний обсяг. Стратон складений винятково схилливими фаціями – досить одноманітною товщею більш-менш глинистих грудкуватих пелітоморфних та дрібнозернистих вапняків товщиною до 22 м. У західному напрямі вміст глини в породах збільшується й вапняки поступово заміщуються мергелями з масивною текстурою. Світа розкрита численними свердловинами: Завадівка-6, Глиняни-1, Сушне-1, Новий Витків-3, Литовеж-1, Локачі-6, Балучин-1.

*Кимирська світа* латерально заміщує задарівську у зоні Тейссейра–Торнквіста, де розкрита св. Дубляни-4, Перемишляни-1, Загайпіль-1, Давидени-1, Тлумач-Коломия-1. Стратон складений темно-сірими, майже чорними верстуватими щільними, у східних розрізах вапнистими аргілітами товщиною близько 22 м.

*Сернівська світа* об'єднує лагунні фації варницького і трубчинського часу, які розвинені у крайній східній частині Львівського прогину. Розрізи стратону розкриті св. Локачі-9, Повча-1, Заложці-1. Склад світи досить одноманітний – чергування жовтуватого або темно-сірих плитчастих дрібнозернистих доломітів із домеритами й відносно рідкісними проверстками доломітизованих і грудкуватих глинистих вапняків. Товщина – 103–115 м.

*Варницька і трубчинська світи* – досить мінливі поліфаціальні за складом стратони, в яких поширені лагунні (тонкоплитчасті доломіти й домерити), мілинні (масивні передрифові та рифогенні вапняки й доломіти), а також схиллі утворення (грудкуваті глинисті вапняки, мергелі, аргіліти) товщиною відповідно 62–67 м та 35–54 м. При їх кореляції спостерігаються чіткі закономірності у латеральному поширенні фацій, що складають окремі товщі й пласти, проте розкриті свердловинами розрізи мають індивідуальну будову і не повторюються. Обидві світи розкриті св. Броди-1, Олесько-1, Берестечко-1, Конопківка-1, Верхняківці-1, Підгайці-3.

*Дараківська світа* латерально заміщує варницьку й трубчинську у смузі розвитку мілинних (передрифових та рифогенних) фацій, досить чітко ділиться на нижню (нивицьку) і верхню підсвіти.

Нивицька підсвіта відрізняється однорідністю літологічного складу – її розрізи представлені товщею афанітових і зернистих масивних, брекчієподібних, частіше криноїдних вапняків товщиною 45–55 м. Типові розрізи розкриті св. Локачі-3, 10, 15, Оглядів-2, Радехів-73, Дарахів-1.

Верхня підсвіта товщиною 62–70 м складена більш глинистими породами з переважанням брекчієподібних та грудкуватих відмін вапняків. Вона поширена у досить вузькій смузі, де розкрита св. Дарахів-1, Оглядів-2, Оглядів-3.

*Витківська світа* складена однорідною товщею грудкуватих глинистих вапняків, мергелів, вапнистих аргілітів товщиною 108–127 м, що латерально заміщує дарахівську світу. Витківські відклади розкриті св. Локачі-6, Сушне-1, Новий Витків-3, Володимир-Волинський-1, Стремінь-1, Бережани-1, Балучин-1.

*Глиниська світа* латерально заміщує витківську у зоні ТТ, де виділена за розрізами у св. Дубляни-4, Давидени-1, Загайпіль-1, Тлумач-Коломия-1. Всюди вона представлена товщею темно-сірих, майже чорних, місцями вапнистих аргілітів товщиною 110–135 м.

*Дзвенигородська світа* завершує розріз скальського горизонту на більшій частині регіону (в зонах розвитку лагунних, мілинних і схилових фацій). Складена грудкуватими глинистими вапняками, мергелями товщиною близько 20 м, розкритими св. Дарахів-1, Локачі-6, Верхняківці-1, Балучин-1 та ін.

*Радванецька світа* латерально заміщує дзвенигородську у центральній частині Львівського та в Передкарпатському прогині. В св. Дубляни-4, Глиняни-1, Великі Мости-30, Загайпіль-1, Давидени-1, Перемишляни-1 вона складена темно-сірими, щільними аргілітами товщиною 18–20 м з граптолітами [144].

Покрівля скальського горизонту, з якою збігається верхня межа силуру, у більшості розрізів є літологічно чіткою – дзвенигородська світа різко відрізняється від нижньодевонської товщі більшою глинистістю порід. У зоні розвитку радванецької світи (західніше від Сокальського та Сторожинецького розломів), де силур і низи девону представлені аргілітовою товщею, ця межа встановлюється за допомогою детальної кореляції за геофізичними даними.

При вивченні історії геологічного розвитку та розробці схем структурно-фаціального районування одне з важливих місць посідає питання ізохронності початку ранньосилурійської трансресії у різних частинах регіону. Зокрема, на підставі неправильної кореляції базальних верств (теремцівська пачка) силуру в окремих відслоненнях Середнього Придністров'я був зроблений висновок про відмінний від решти регіону розвиток Поділля у ландоверійському часі [125]. При цьому тривала регресія на межі раннього й середнього палеозою ділилася на дві менші короткочасною теремцівською трансресією з півдня. Незважаючи на те, що була доведена помилковість таких висновків, у пізніших публікаціях все ж припускається неодночасність початку прогинання у різних блоках, тобто почерговість опускання по поздовжніх розломах. Разом з цим, незалежний від блокової будови фундаменту структурний план силуру вказує на одночасність виникнення морського режиму в межах усього регіону. На це також вказує і витриманий літологічний склад рествської підсвіти та її вікових аналогів, представлених переважно глинистими вапняками, мергелями, аргілітами.

Із виникненням після тривалої регресії силурійського периконтиненталь-

ного басейну на південно-західній окраїні платформи встановився відносно спокійний тектонічний режим, який тривав майже до кінця китайгородського часу. Лінзи кварцових пісковиків та конгломератів (товщиною до 0,5 м) у підосшві, ритмічне чергування вапняків і алевритистих мергелів, якими складена рестівська підсвіта у відслоненнях Середнього Придністров'я та в басейні Збруча, відображують лише локальні умови седиментогенезу. Прилегла зі сходу суша була добре вирівняна і край басейну, очевидно, не був геоморфологічно різко виражений.

Лише на Волині біля крайньої північно-східної межі поширення силурійських відкладів у їхній базальній частині розкриті (св. Млинки Річицькі-16) мергелі з необкатаними уламками пісковиків, що може вказувати на близькість високого крутого берега, приуроченого, ймовірно, до зони розлому.

У процесі силурійського осадоагромадження на Волино-Подільській плиті та платформі відклалася різнофаціальна товща товщиною 340–1102 м. Мінімальні значення (340–385 м) зафіксовані у східній частині регіону та вздовж південно-східної межі Львівського прогину, де у розрізах переважають карбонатні відклади, максимальні (989–1102 м) – у Передкарпатському прогині та центральній частині Львівського прогину, де поширені виключно аргіліти.

Аналіз карт розподілу ізопахіт і поширення фацій показує, що фації відкритого шельфу прилягають до західного підніжжя бар'єру, який утворювали рифи, біогерми, зарості криноїдей або вали детритових осадів на межі лагуни й відкритого палеобасейну. На їхнє розміщення, швидкість росту і горизонтальні міграції безпосередньо впливали вертикальні рухи тектонічних блоків по поздовжніх розломах, які супроводжувалися коливаннями глибини у шельфовій зоні палеобасейну. Незважаючи на латеральну міграцію бар'єру та фаціальних зон (розміщення їх у на різних етапах розвитку не збігається), структурний план суттєво не мінявся протягом всього силуру. Цілком очевидно, що підніжжя бар'єру збігалось з рівнем базису хвиль у палеобасейнах, якими був облямований Фенно-Сарматський континент. Треба зазначити, що ріст органогенних споруд із-за їх інтенсивного руйнування та повільної субсиденції лише незначно випереджав швидкість ізохронного осадоагромадження у передрифовій та зарифовій зонах, тому вони не утворили тіл, які за товщиною перевищували б вмісні товщі.

Тектонічні рухи на краю СЄП супроводжувалися періодичними регіональними трансгресіями та регресіями. При цьому межі фаціальних зон у зв'язку з незначною глибиною палеобасейну і пологим нахилом його дна досить різко (без відчутних проміжних зупинок) переміщувалися на значні відстані, чим зумовили циклічну будову розрізів. Диференційовані рухи блоків по поперечних розломах очевидно не були інтенсивними і суттєво не впливали на формування фацій та розподіл товщин відкладів. Найвідчутніше у силурі проявилися регресії у лудловському віці – в баговицькому та на початку скальського (точніше, в його ісаковецько-пригородоцькому інтервалі) часі, які викликали максимальне обміління палеобасейну, інтенсивний розвиток органогенних споруд і рифів, значне розширення на захід акваторій лагун, локальні розмиви осадів у прибережній зоні. Крім того, на початку скальського часу тектонічно активно

проявилася Белз-Балучинська зона, в якій свердловинами (Литовеж-1, Новий Витків-3, Стреміль-1, Балучин-1, 3, Глиняни-1, Бережани-1, Завадівка-1) розкриті розрізи нижньої частини скальського горизонту, що різко відрізняються від ізохронних утворень східніше та західніше від них. Трансгресія у силурійському періоді досягла свого апогею у малиновецькому часі, коли майже у всьому регіоні сформувалася монотонна товща (близько 100 м) грудкуватих глинистих вапняків і мергелів відкритошельфової та перехідної зон. Такою ж за масштабом але відносно короткочасною була й пізньоскальська (дзвенигородська) трансгресія.

Субсиденція в силурі у Волино-Подільській ділянці палеобасейну супроводжувалася досить інтенсивною вулканічною діяльністю, центри якої знаходилися за межами регіону. Періодичні виверження попелу зафіксувалися відкладенням декількох проверстків туфітів і метаботонітів, які, незважаючи на незначну (0,05–3,0 м) товщину, простежуються в усіх розрізах і є добрими кореляційними горизонтами [51, 152].

Зміна тектонічного режиму в кінці силурійського періоду, пов'язана з ерійською фазою складчастості у Західній Європі, істотно вплинула на характер седиментогенезу у Волино-Подільському периконтинентальному басейні. Початкові стадії цієї зміни контрастно зафіксувалися у Белз-Балучинській зоні (св. Литовеж-1, Сокаль-1, Стреміль-1, Оглядів-1–3, Балучин-1, 3) та на Локачинському піднятті, де розкриті специфічні розрізи верств, перехідних від пржидолу до лохову (відклади верхів скальського та низів борщівського горизонтів). У ранньому девоні різко збільшилося надходження теригенного матеріалу з північного сходу (з району, розташованого північніше Рівного). Все це вплинуло і на розвиток органічного світу – основного продуцента карбонатів: повністю припинився розвиток рифобудівних і колоніальних організмів. Протягом раннього девону у західній частині регіону (у зоні ТТ) формується потужна товща, яка складена флішоподібним чергуванням аргілітів та (зверху) алевролітів з тонкими проверстками брахіоподових і остракодових вапняків тиверської серії (530 м) та фаціями од-реду дністровської серії (понад 1100 м) [92].

Розрізи силуру на південному заході СЄП складені досить мінливими поліфаціальними товщами лагунних, мілинних, відкритошельфових та схилових утворень давнього басейну. Однотипні за складом та походженням фації утворюють фаціальні зони більш-менш субмеридіонального простягання. Їхнє розміщення і межі з часом змінювалися і тому площі поширення подібних фацій на різних стратиграфічних рівнях не є однаковими і не збігаються. Закономірні переміщення фаціальних зон в той чи інший бік відносно берегової лінії, пов'язані із змінами глибини палеобасейну, зумовили циклічність будови розрізу загалом. Останнє дає змогу виділити регіональні кореляційні горизонти, які досить чітко прослідковуються майже в усіх розрізах: китаїгородський, баговицький, малиновецький і скальський. Фаціальні ряди (взаємне розміщення фаціальних зон у поперечних профілях) у кожному з них однакові, оскільки вони сформувалися в басейні за єдиною фаціально-седиментологічною моделлю [51, 93].

Якщо на розміщення та міграцію фаціальних зон впливали палеотектоніч-

здебільшого від розвитку органічного світу і в першу чергу скелетних організмів. Рифобудівні організми не тільки були постачальниками великої кількості детритового матеріалу при формуванні мілинних фацій, а й створювали цілі споруди типу біогермових чи рифових масивів. Такі споруди відмежовували зону з лагунним седиментогенезом (східна частина регіону) від відкритого басейну, який розміщувався західніше.

Для осадів лагун, які формувалися у найближчій до берега смузі шельфу, характерне тонке чергування седиментаційних доломітів з домеритами; рідше зустрічаються вклинени в них проверстки органогенних вапняків, мергелів, аргілітів, гіпсів, ангідритів. Зона розвитку рифогенних утворень має досить складну і ще недостатньо вивчену будову. Характерна ознака зони – наявність потужних товщ вторинних доломітів, доломітизованих вапняків з численними рештками рифобудівних і рифолюбних організмів. Передрифові фації, що завершують фаціальний ряд шельфу, поширені у дещо ширшій смузі і складені масивними органогенно-детритовими вапняками з вклиненими в них глинистими вапняками та біогермами; зарифові – доломітизованими продуктами руйнування рифів, що чергуються з лагунними відкладами. Серед відкритошельфових і схилових фацій переважають мергелі, грудкуваті глинисті вапняки й аргіліти, причому глинистість порід збільшується у напрямі відкритого моря.

Зони розвитку різновікових рифових побудов у більшій частині регіону не збігаються: на заході розміщена ранньоскальська (ісаковецько-пригородоцького часу), на сході – ранньомалиновецька (конівська); баговицька проходить приблизно посередині між ними. Рифогенні тіла підстеляються переважно масивними органогенно-детритовими вапняками або доломітами і домеритами; переходи їх до суміжних фацій поступові але займають дуже вузькі зони. У складі китагородського горизонту, який представлений на всій площі винятково морськими глинисто-карбонатними відкладами (схилівими фаціями), фаціальні зони не виділяються. До решти горизонтів входять лагунні, мілинні (рифові, передрифові та зарифові) і відкритоморські (відкритошельфові) утворення, які утворюють повні фаціальні ряди.

Лагунні фації широко розповсюджені у східній частині регіону в баговицькому та скальському горизонтах і дещо менше – в малиновецькому. Ними повністю складені баговицька, пудлівська, семеринська, несвіцька, пригородоцька і сернівська світи. У лагунній зоні виділені фації: 1) візерунчастих доломітів; 2) ламінарних глинистих доломітів; 3) евриптерових доломітів; 4) тонковерстуватих евриптерових доломітів, що чергуються з мікрокристалічними вапняками; 5) глинистих доломіто-вапнякових біотурбідитів; 6) гіпсоносних доломітів. Крайнім прибережним елементом фаціального ряду лагунної зони вважаються візерунчасті доломіти, які з силуру Волино-Поділля ніким не досліджувались і не описувались у зв'язку з недостатньою кількістю матеріалу. Характерними ознаками зони вважаються: 1) первинно доломітовий склад відкладів; 2) досить добре виражена мікроверстуватість; 3) часті строматоліти; 4) тріщини висихання на поверхні наверсткування; 5) відсутність фауністичних решток (за винятком окремих знахідок ракоскорпіонів і остракод); 6) витримана товщина відкладів; 7) відносно однорідна структура порід.



До найпоширеніших утворень зони можна віднести ламінарні глинисті доломіти і водоростеві доломіти устівської світи. Ці доломіти є первинними (сингенетичними), оскільки утворились в лагунно-прибережних тиховодних умовах, які періодично виникали у частково відмежованому від нормального шельфового моря басейні з дещо ненормальними умовами осадоагромадження і чітко вираженою циклічністю. Ламінарні доломіти характеризуються великим вмістом глини, більше чи менше вираженою тонко- й мікрроверстуватістю (смугатою текстурою), відсутністю гіпсу та інших показників підвищеної солоності, відсутністю решток організмів (за винятком рідкісних знахідок евриптерид та окремих скупчень остракод). Залягають вони у вигляді відносно витриманих верств невеликої товщини (до 1 м), які складають регресивну частину циклітів і часто завершуються поверхнями розмивів. Водоростеві доломіти представлені малопотужними (небільше метра) строматолітовими біостромами, які залягають на розмитій поверхні ламінарних доломітів і починають трансгресивну частину циклів. Складені вони скупченнями сферично-шкаралупчастих водоростевих наростів з численними кавернами і пустотами. Поверхня пластів нерівна, але без розмивів.

Евриптерові доломіти відомі лише з устівської підсвіти Поділля, де поширені в дуже незначній кількості в окремих проверстках. За складом і текстурними ознаками їх можна віднести до різновиду ламінарних, які представлені відкладами від глинистого доломіту до доломітового домериту (доломітового мергелю) з поодинокими рештками та скупченнями мечохвостів. Гіпсоносні доломіти є типовою і досить поширеною фацією в устівській підсвіті, семеринській, несвіцькій, сернівській світах на північному сході регіону. Самі породи дрібнозернисті, ясно-сірого кольору, смугасті, з більшим чи меншим вмістом глинистого матеріалу, часто переходять у домерити із слідами підводних розмивів і турбулентних течій. Гіпси в них зустрічаються у вигляді окремих кутастих включень, прожилків у тріщинах, проверстків різної товщини (від 1 мм до 1 м), нерідко заміщені ангідритами. Фауністичні рештки відсутні.

Перераховані породи здебільшого ритмічно перешаровуються, причому найпоширеніші потужні (в обсязі світ) пачки двочленних циклітів, складені малопотужними (0,15–0,6 м) пластами доломітів і домеритів. У перехідних до мілінних фаціях цикліти мають тричленний склад: 1) строматолітовий біостром; 2) тонкоплитчастий домерит, що угорі переходить в аргіліт; 3) доломіт дрібнозернистий, масивний, кавернозний.

Безпосередньо біля рифових споруд зустрічаються брекчіювані доломіти (зарифові фації), в яких уламки дрібнозернистих або пелітоморфних доломітів сцементовані глинисто-домеритовою основною масою (рифогенні брекчії).

До другої фаціальної зони належать відклади, що утворилися у відносно неширокій мілінній смузі на межі лагуни й відкритого шельфу. Характерні ознаки зони: 1) первинний вапняний склад порід; 2) відсутність теригенних домішок; 3) розмаїття структур і текстур порід; 4) переважання решток рифобудівних та інших прикріплених організмів; 5) горизонтальна невитриманість верств і значні коливання товщин. Найтипівішими для зони є фації рифів (біогермних спо-

світі, де представлені досить потужними (до кількох десятків метрів) товщами зернистих (від дрібно- до грубозернистих) масивних вторинних доломітів. Такі породи відрізняються великою кавернозністю, що утворилася внаслідок повного вилуговування скелетів фауни. Треба зазначити, що пустоти в породі здебільшого повторюють форму цих решток; невилуговані корали і строматопори, які не доломітизовані й не заміщені, зустрічаються зрідка.

Біогермні споруди особливо поширені в мукшинській підсвіті та конівській світі на Поділлі. Всі вони відрізняються невеликими розмірами (висота не перевищує 10–15 м, простягання – 25 м), заляганням серед однорідних порід, відсутністю значних вторинних змін (доломітизації), відсутністю або невеликими розмірами шлейфів. Мукшинські біогерми у літологічному відношенні мають досить однорідний склад, проте переважають біоморфні вапняки, які відзначаються бітумінозністю, твердістю і масивністю. Цементуюча маса представлена тонкозернистим кальцитом із згустками доломіту або ж доломітом із домішками алевритового матеріалу; часті ніші, виповнені мергелем, афанітовими вапняками й доломітами. Шлейфи їх складені сірими бітумінозними дрібнозернистими, місцями слабо глинистими органічно-детритовими вапняками, які на незначній відстані від споруди переходять у тонкоплитчасті мергелі з численними уламками коралів, моховаток, криноїдей.

Біогерми конівської світі значно менші за розмірами і складені в основному скелетними рештками колоніальних організмів (коралів і строматопор), сцементованих вапнисто-мергелистою масою; шлейфи виражені не дуже чітко і часто відсутні. Відрізняються корало-строматопорові та корало-строматопоро- криноїдні біогерми. Вони зустрінуті у вигляді поодиноких споруд серед грудкуватих глинистих вапняків.

Біостроми у скальському горизонті (у варницькій і трубчинській світах) Поділля побудовані колоніями строматопор, водоростей і коралів. Висота їх не перевищує одного-півтора метра, довжина – від десятків до сотень метрів.

У різні періоди розвитку басейну бар'єр між лагуною та відкритошельфовою частиною на різних ділянках міг бути представлений або невисоким рифом, або біогермною грядою, або заростями водоростей чи криноїдей, або банками. Проте, незалежно від типу власне рифової споруди, біля неї з боку відкритого моря завжди формувалися передрифові фації. Вони складені різними зернистими вапняками з масивною або (дальше від споруди) брекчієподібною текстурою, без домішок глинистого матеріалу і слідів доломітизації та з досить рідкісними фауністичними рештками. Колір порід переважно темно-сірий, з коричнюватим відтінком, подекуди трапляються майже білі криноїдні відміни. З віддаленням від органічної споруди, яка була постачальником детриту, величина зерен зменшується, масивна текстура переходить у брекчієподібну і грудкувату, збільшується вміст глинистого матеріалу (у прожилках або у розсіяному вигляді). Серед відмін перерахованих передрифових фацій особливо виділяються криноїдні вапняки – сірі, з коричнюватим відтінком, рідше майже білі, середньо- або грубозернисті масивні породи, які повністю складені уламками морських лілій; товщина їх в окремих розрізах досягає кількох десятків метрів (конопківська, маньківська світи, нивицька підсвіта та ін.), проте ніколи не перевищує товщини одновікових вмісних порід.

3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ОСНОВНИХ ПРОДУКТИВНИХ КОМПЛЕКСІВ

Західніше від міліних відкладів у всіх горизонтах розміщена значно ширша зона розвитку відкритоморських (відкритошельфових) фацій (рис. 32).

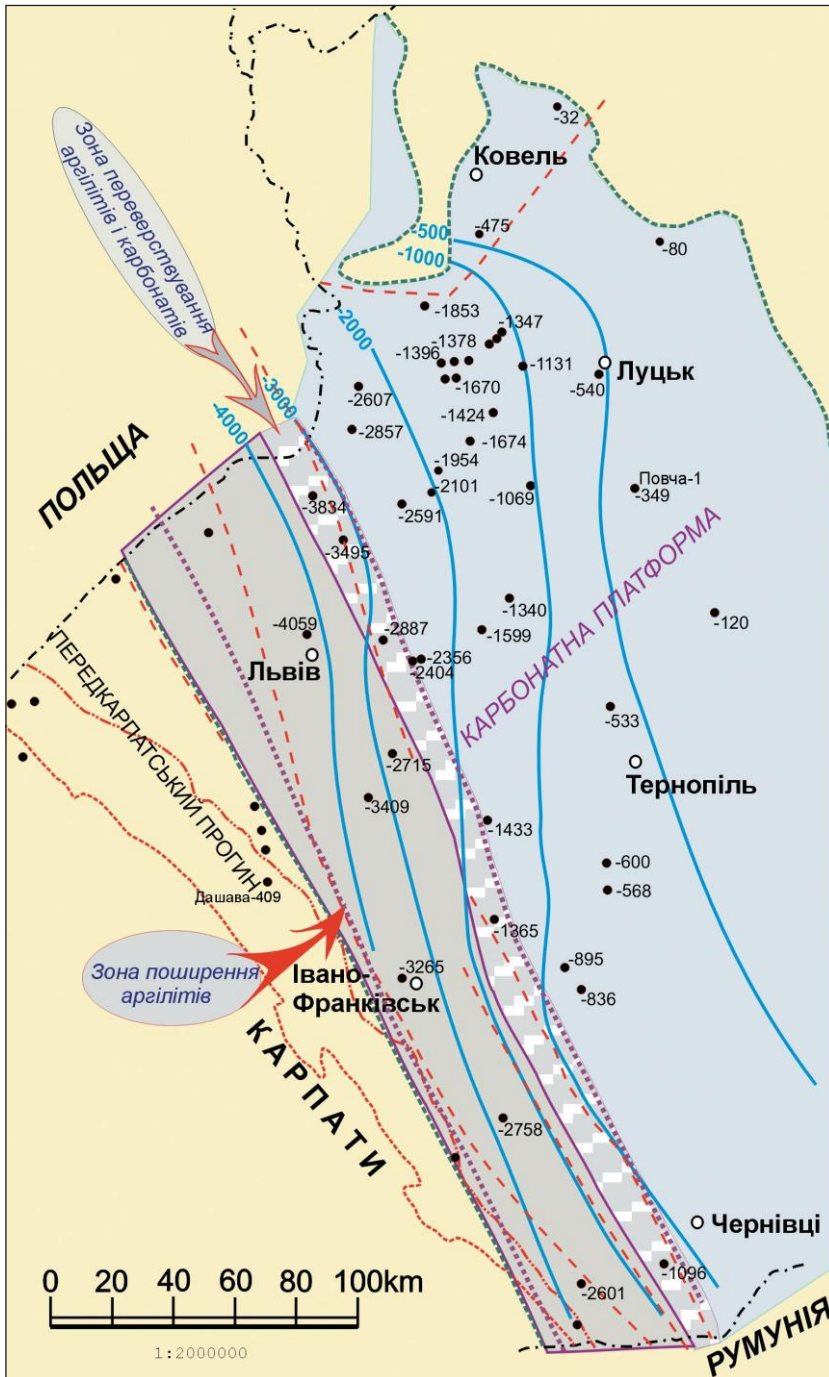


Рис. 32. Карта глибини залягання підосви силуру (нижче рівня моря) та поширення глибоководних аргілітів (сланців)

Для них характерні: 1) глинисто-вапняний склад; 2) несортованість глинистих і зернистих компонентів; 3) однорідність товщ без вираженої верствуватості; 4) грудкувата текстура порід; 5) збільшення товщини відкладів.

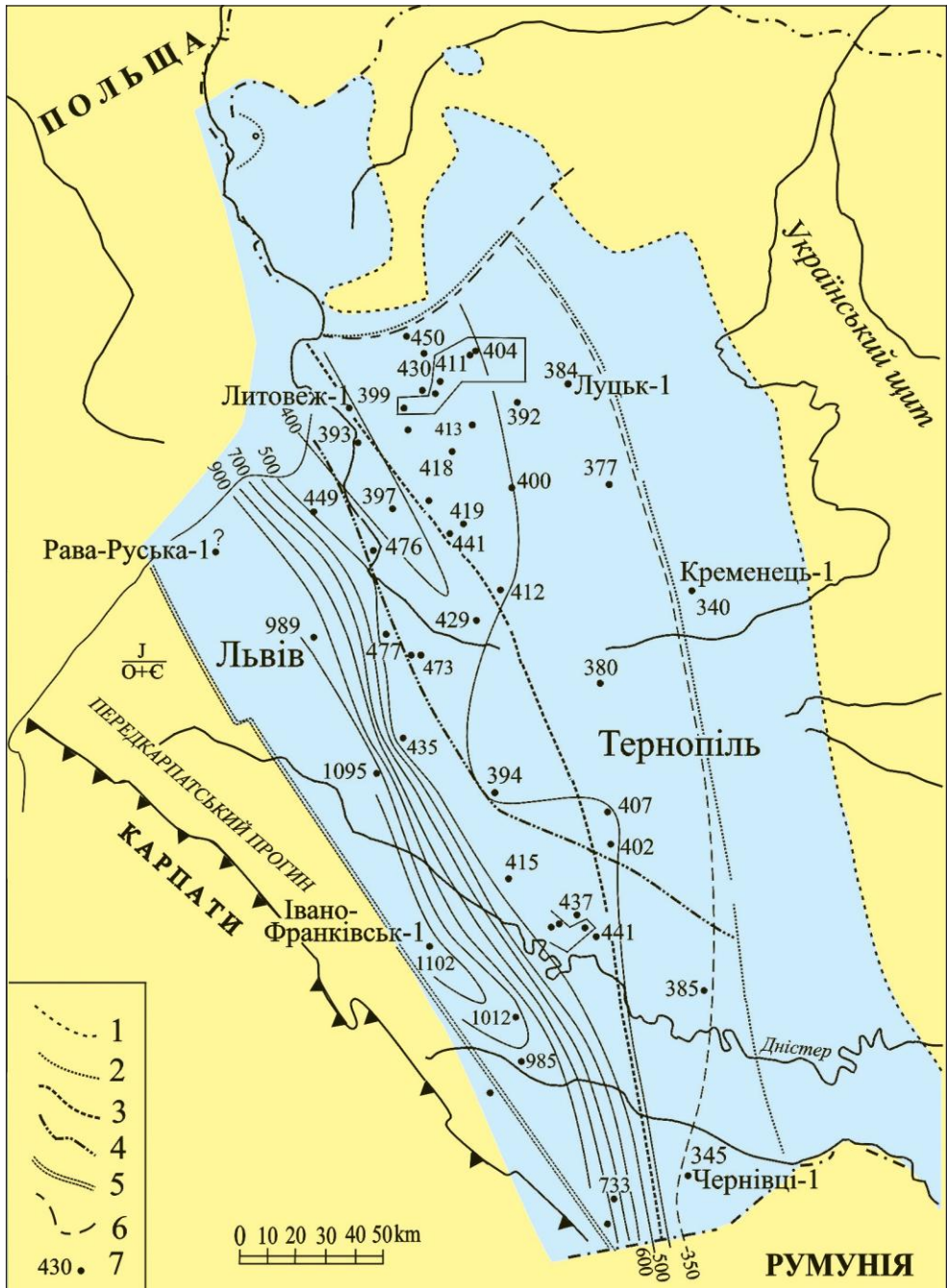
У зоні поширені глинисті, глинисто-детритові вапняки та мергелі з характерною грудкуватою текстурою. Складені ними товщі фурманівської, мар'янівської, балучинської, конівської, сокільської, задарівської, витківської світ вирізняються великими товщинами, відсутністю верствуватості, досить різноманітними але відносно рідкісними фауністичними рештками. Карбонатний матеріал (детрит різних розмірів) в основному скучений у центральній частині грудок, розміри яких зменшуються (разом із зменшенням розмірів детриту і збільшенням вмісту глини як у самих грудках, так і в цементуючій їх масі) з віддаленням від рифогенної споруди.

Зона розвитку грудкуватих вапняків не є тектонічно відособленою і не має різких меж із суміжними зонами – перехід їх до граптолітових аргілітів поступовий, проміжними породами виступають неоднорідно глинисті мергелі, карбонатні аргіліти і глини з нечіткою грудкуватою або масивною текстурою. У цій смугі у відкладах верхнього силуру вже зустрічаються потужні пласти чорних аргілітів (св. В. Мости-30: інт. 3848–3855 м, 3867–3882 м, 3929–3939 м; Глиняни-1: інт. 2564–2592 м, 2598–2622 м, 2694–2733 м; Перемишляни-1: інт. 2580–2610 м, 2729–2740 м). Чорні аргіліти грубо- і тонкошаруваті міцні, місцями алевритисті з граптолітами по нашаруваннях.

Фаціальний ряд завершується відкладами зануреної частини материкового схилу, які поширені у четвертій фаціальній зоні і повністю складають розрізи силуру у центральній частині ЛПП та в Передкарпатському прогині, де вони розкриті св. Дубляни-4, Перемишляни-1, Ліщинська-1, Івано-Франківськ-1, Загайпіль-1. Для них характерний теригенний склад – це темно-сірі, майже чорні аргіліти, зрідка трохи карбонатні, з поодинокими граптолітами та (в нижніх частинах розрізів) алевроліти. Товщини граптолітових аргілітів значно перевищують товщини одновікових глинисто-карбонатних та карбонатних відкладів. Виділяються аргіліти: 1) гідролюдисті з включенням ОР; 2) шаруваті з пропластками алевролітів; 3) гідролюдисті алевролітисті з вуглефікованою ОР та піритом; 4) тонкодисперсні масивні з включенням ОР та піриту.

Поступові переходи по латералі між фаціями і незначні зміни товщин ізохронних відкладів вказують на те, що шельф силурійського палеобасейну СЄП протягом венлоцького та більшої частини лудловського віків був досить пологим (1–2°) і рівним, без різкого уступу при переході до материкового схилу. Як видно з геологічних перетинів, материковий схил палеобасейну оформився під кінець лудловського віку, коли зародився грабен зони ТТ – тектонічно активної структури, з якою пов'язане формування потужної ранньодевонської товщі у фаціях олд-реду (дністровської серії). Карта товщин відкладів силуру наведена на рис. 33.

Типовий повний розріз глибоководних морських теригенних відкладів силуру із достатнім для аналізів відбором ядра розкритий параметричною свердловиною Ліщинська-1 в інтервалі 2613–3537 м, що дозволило провести детальні мінералого-петрографічні і структурно-текстурні дослідження (рис. 34, 35). За результатами досліджень ядерного матеріалу і аналізу даних ГДС розріз

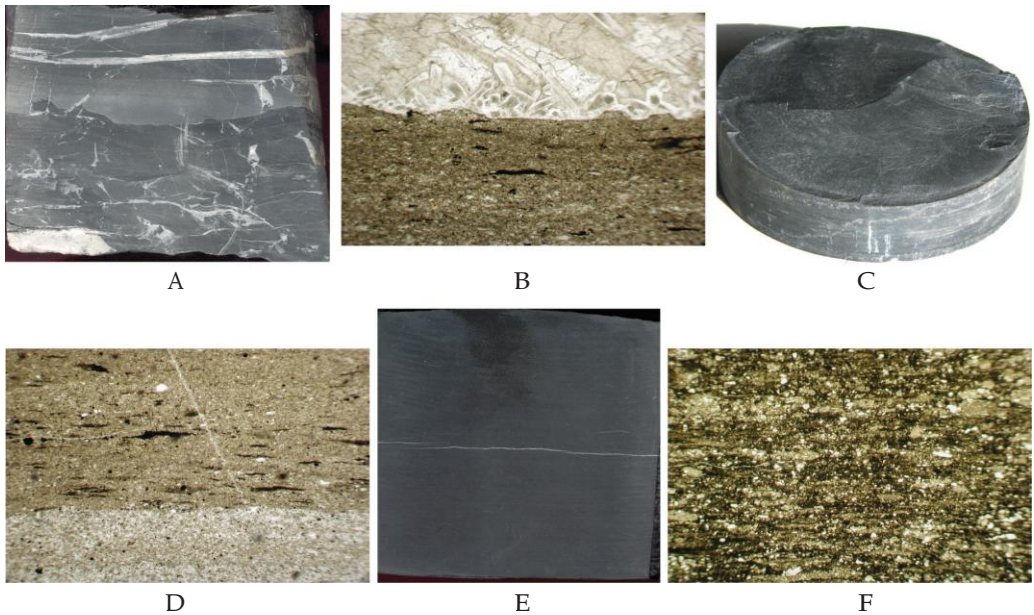


1 – східна межа поширення силурійських відкладів; 2, 3 – східна межа поширення нижньодевонських відкладів (2 – тиверського надгоризонту, 3 – дністровської серії); 4 – південно-західна межа поширення іквинської серії; 5 – західна межа поширення відкладів силуру й девону; 6 – розломи; 7 – свердловини й товщини відкладів силуру в них.

Рис. 33. Карта поширення силурійських і нижньодевонських відкладів та товщин відкладів силуру



Рис. 34. Породи силурійського віку (св. Ліщинська 1)



A – перешарування аргіліту з алевролітом із системою тріщин, виповнених кальцитом і кварцом, інт. 2755–2804 м; B – тріщина в аргіліті, виповнена кварцом та кальцитом, інт. 2800–2804 м, 45°; C – аргіліт, інт. 2998–3003 м; D – перешарування аргіліту підрослюдистого з аргілітом, збагаченим розсіяною ОР, інт. 2998–3003 м, 45°; E – аргіліт масивний чорний вуглистий, інт. 3402–3406 м; F – аргіліт з великою кількістю ОР, інт. 3402–3406 м, 45°.

Рис. 35. Приклади силурійських порід св. Ліщинська-1

можна поділити на три частини. У верхній частині розрізу (інт. 2613–2804 м) залягають сірі аргіліти, подекуди переверстовані з алевролітами, з поодинокими пропластками (до 0,5 см) глинистих вапняків. Їх шаруватість неправильна, з ознаками внутрішньопластового зминання.

На площинах нашарування наявні дрібні луски слюди, в алевролітах трапляються невеликі катуни аргілітів. Прошарки аргілітів помірно піритизовані. Поодинокі знахідки фауни представлені уламками черепашок брахіопод і пелеципод, стебел криноїдей, відбитками гіолітів. Аргіліти гідрослюдисті шаруваті, зі структурами змучування та внутрішньопластового мікроперемиву, в окремих прошарках вапнисті, з переходом у глинисті мергелі. Текстура орієнтована завдяки наявності пластинок серициту [32].

Присутній аутигенний кварц, який представлений зернами з лапчастими взаємопроростаннями, а також луски серициту. У вапнистих відмінах порід присутній карбонат у вигляді мікрозернистих грудкуватих скупчень, забруднених пелітовою домішкою. Сліди перемиву трасуються дрібними гніздами та ланцюжками дрібних зерен кварцу. У шліфах трапляються скременілі скелети форамініфер (?) поганої збереженості, стінки яких заміщені дрібнозернистим кварцом, а внутрішні порожнини виповнені кальцитом з домішкою глинистих мінералів. Зразки керна з інтервалу глибини 2755–2804 м розбиті великою кількістю субвертикальних тріщин, заповнених кальцитом білого кольору.

Середня частина розрізу (інт. 2804–3020 м) складена аргілітами темно-сірими масивними тонкодисперсними горизонтальношаруватими гідрослюдистими. На площинах наверстувань спостерігається у незначній кількості органічна речовина та помірна піритизація. Пірит розвинений у вигляді дрібних зерен або тонких прожилків. Крім того, на площинах наверстувань видні короткі (до 1–1,5 мм) відкриті мікротріщини.

Нижня частина розрізу силуру (інт. 3020–3537 м) складена аргілітами чорного кольору, гідрослюдистими, масивними, горизонтально-мікршаруватими, лінзовидношаруватої структури, збагаченими великою кількістю вуглефікованої ОР, що облямовує мікролінзочки гідрослюди. У породі рівномірно розсіяна алевритова фракція.

Структурні та текстурні характеристики (коса шаруватість, зміна товщини прошарків алевролітів, грудкуватість) вказують на те, що відклади верхнього інтервалу розрізу формувалися у досить активному водному середовищі, а середньої та нижньої частин розрізу – в умовах відкритого спокійного палеобасейну (горизонтальна шаруватість, пелітова текстура). Поступові переходи по латералі між фаціями і незначні зміни товщин одновікових відкладів вказують на те, що шельф силурійського палеобасейну, який розміщувався на більшій частині південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи, протягом венлоцького та більшої частини лудловського віків (у доскальському часі) був досить пологим (нахил його не перевищував 1–2°) і рівним, без різкого уступу при переході до материкового схилу. Материковий схил у палеобасейні геоморфологічно оформився під кінець лудловського віку, коли зародився грабен зони Тейссейра–Торнквіста – тектонічно активної структури, з якою пов'язане формування потужної ранньодевонської товщі у фаціях одд-реду (дністровської серії).

### 3.4. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ДЕВОНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ

Відклади девону на південно-західній окраїні СЄП складені двома потужними товщами, розділеними регіональною стратиграфічною перервою, що утворилися у різних палеогеографічних умовах. Нижня об'єднує осади ранньої епохи, які разом із силуrom представляють єдиний і безперервний цикл осадонагромадження. Для товщі характерна ритмічність будови, поступовий але виразний перехід відкритоморських фацій у прибережні та континентальні. Головні риси її будови були зумовлені формуванням розривів у двох різних ділянках (фаціальних зонах) палеобасейну. Західна зона з інтенсивним компенсованим прогинанням збігалася із зоною ТТ – сформованою на краю СЄП у пржидольському віці, а прилегла до неї східна зона (західний схил УЩ) була периферійною частиною регресуючого палеобасейну, що поступово звужувалася і седиментогенез у ній не компенсувався прогинанням дна. Схема стратиграфії девону наведена на рис. 36.

**Нижній девон.** Нижній девон на Поділлі розділений на тиверську та дністровську серії. Відклади першої з них водночас були віднесені до однойменного надгоризонту і зіставлені з нижнім лохковом Чехії за знахідкою *Monograptus uniformis* Přib. та *Caudicriodus woschmidti* (Ziegler) біля його підшви і *Belgicaspis crouchi* (Lank.) – біля покрівлі [96].

Нижньодевонська товща в регіоні представлена двома різко відмінними за генезисом та фаціальним складом формаціями: 1) глинисто-карбонатною з осадів відкритоморського походження (сіроколірною флішоподібною) та 2) червоноколірною теригенною теребовлянською з осадів прибережно-континентального походження (або ж формацією олд-реду). У подільському опорному розрізі також виділяються дві товщі. Нижня представлена флішоподібними вапнисто-глинистими осадами тиверської серії, які поділяються на борщівський, чортківський та іванівський горизонти. По латералі у північно-східному напрямі вона поступово заміщується ізохронною з нею іквинською серією теребовлянської формації. Верхня теригенна товща, складена фаціями «олд-реду» і відома як «верстви Дзвіняча й Устечка», «верстви теребовлянські», «пісковик теребовлянський», «олд-ред подільський», «пісковики Бабина», виокремлена у дністровську серію [80]. Обидві товщі представляють регресивну частину безперервного розрізу відкладів силуру-нижнього девону, які на південно-західній окраїні СЄП складають самостійний структурний комплекс, відділений від ордовіку та середнього девону регіональними стратиграфічними перервами.

Формування цього потужного розрізу відбувалося протягом трьох етапів седиментації: 1) пізньоландоверійсько-лудловського, 2) пржидольського, 3) ранньодевонського. Для першого характерна повільна седиментація в умовах відносно стабільного тектонічного режиму різнофаціальних, переважно шельфових осадів, незначне збільшення їх товщини у західному напрямі. На другий етап седиментогенезу припадає різка активізація тектонічних рухів на краю платформи та формування на ньому асиметричного грабену шириною 50–75 км (зони Тейссейра–Торнквіста) з інтенсивним компенсованим про-



3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ОСНОВНИХ ПРОДУКТИВНИХ КОМПЛЕКСІВ

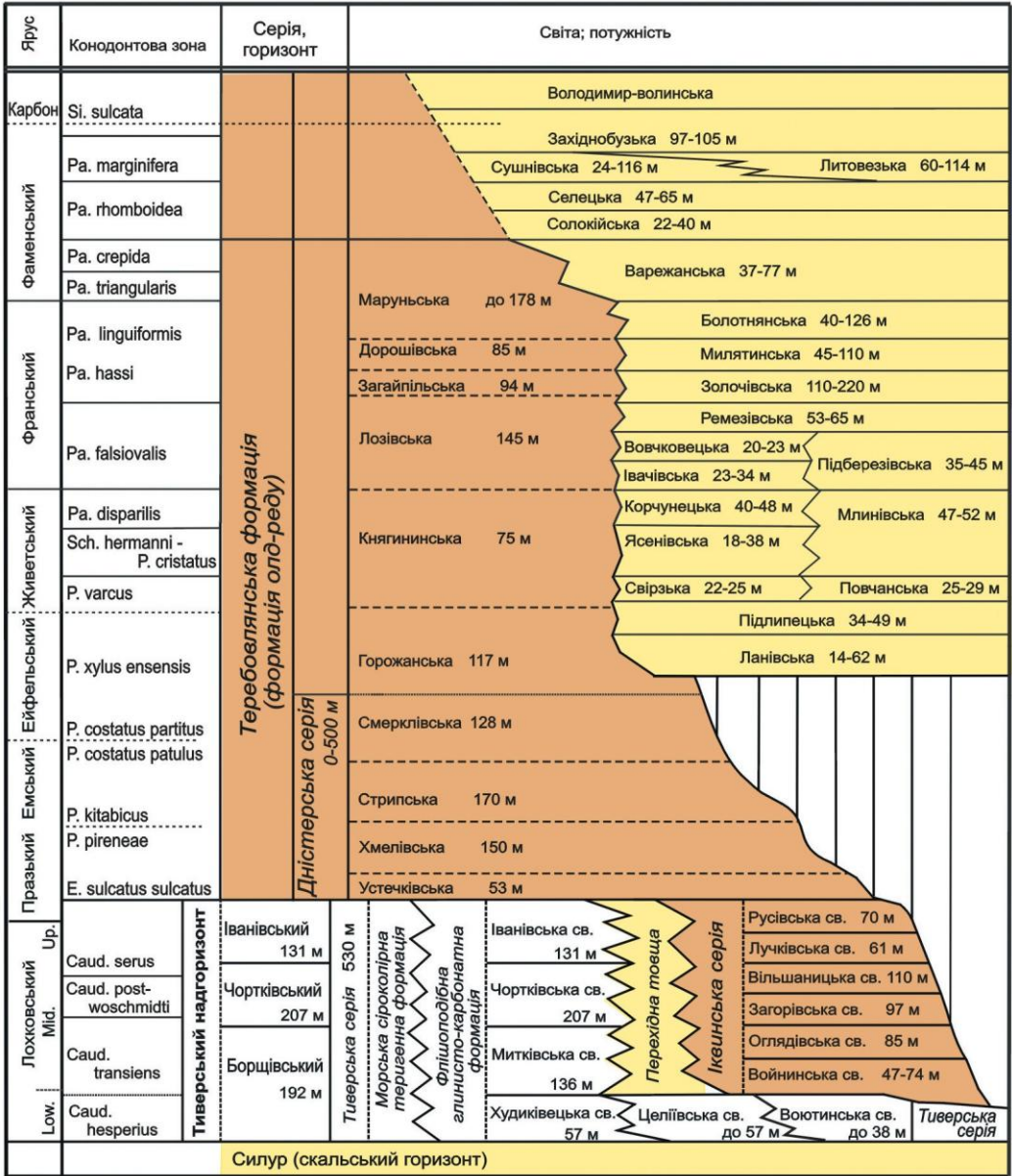


Рис. 36. Схема стратиграфії девонських відкладів південно-західної окраїни СЄП [48, 53]

гинанням: темпи осадонагромадження в ньому у 4-5 разів були вищими у порівнянні зі східнішою (стабільною) частиною шельфу (товщина пржидолу в них досягає відповідно 70-800 м та 150-160 м при товщині всього силуру - 900-1100 м та 340-450 м). Третій етап (зразу ж від початку лохкову) вирізняється перманентною регресією палеобасейну, яка супроводжувалася його поступовим звуженням і обмілінням, зміщенням прибережних фацій на захід, збільшенням надходження теригенного матеріалу, вимиранням рифо- й біогермотворних ор-

ганізмів. Для нижньодевонських відкладів, незалежно від їхнього фаціального складу, характерна незмінність товщини ізохронних підрозділів в межах всієї площі поширення, що вказує на формування їх в умовах спокійної тектонічної обстановки як у самому палеобасейні, так і в прилеглих з обох боків до зони ТТ ділянках платформи.

Буріння численних свердловин у другій половині ХХ ст. показало, що вже на невеликій відстані від відслонень на Поділлі у східних та північно-східних розрізах фації олд-реду появляються на все нижчих стратиграфічних рівнях, а в крайовій частині палеобасейну, в районі Луцька вапнисті осади вище межі силуру повністю відсутні. У зв'язку з цим на площі поширення нижнього девону виокремлені дві структурно-фаціальні зони з відмінними палеогеографічними умовами седиментації [48, 51, 54]:

- західна, яка сформувалася в межах зони ТТ з інтенсивним компенсованим прогинанням, охоплює південно-західну частину Подільського підняття і південно-східну – Передкарпатського прогину, західну (західніше Устилут-Рогатинської зони розломів) частину Львівського прогину, окремі ділянки крайньої західної частини Ковельського виступу (Побужжя);
- східна – займає решту території Львівського прогину та Подільського підняття, де дном ранньодевонського басейну була тектонічно пасивна ділянка схилу УЩ.

Розрізи нижнього девону у західній зоні вирізняються повнотою і, відповідно, найбільшими товщинами, глинисто-вапнистим (тиверська серія) і глинисто-піщаним (дністровська серія) складом відкладів. У східній зоні поширені глинисті й піщані осади, стратиграфічний обсяг розрізів в ній поступово зменшується в міру віддалення від зони ТТ, оскільки ранньодевонський седиментогенез тут завершився регіональною перервою з денудацією все давніших відкладів в міру наближення до східного краю палеобасейну, де середньодевонські утворення залягають безпосередньо на силурійських.

Ранньодевонський периконтинентальний басейн, що розміщувався на південному заході СЄП, був успадкований з силуру. Проте умови осадонакопичення в ньому, у зв'язку із значним скороченням акваторії, вирівнюванням дна та зменшенням глибини, суттєво змінилися. Тому для нижньодевонської товщі властивий різко відмінний, специфічний фаціальний ряд. Якщо на початку епохи (ранньоборщівський або худиківецький час) ще зберігалася розчленування шельфу (та, ймовірно, пологого материкового схилу) на фаціальні зони, то в кінці її (у дністровський час) дно вирівнялося і будь-яка диференціація зникла.

У фаціальному ряді початку девону виділяються (по латералі): 1) мілководні доломіти; 2) грудкуваті вапняки; 3) флішоподібні відклади (чергування аргілітів з вапняками); 4) чорні аргіліти. Фація мілководних доломітів (воютинська світа) поширена на досить обмеженій площі у крайній східній частині Львівського прогину. Представлена вона сірими дрібнозернистими масивними, подекуди пелітоморфними і грудкуватими доломітами, які по латералі заміщуються доломітизованими вапняками й домеритами.

Грудкуваті вапняки приурочені лише до вузького стратиграфічного діапазону (целіївська світа у борщівському горизонті). Характер їх переходу до

розвинених східніше доломітів, як і геоморфологічна прив'язка, поки що не досліджені. Залягають вони у вигляді потужних (до 50 м) товщ – однорідних або розділених на пачки (до 1,5–3,0 м), з більшим або меншим вмістом глинистого матеріалу та органогенного детриту. У вапняках дуже часті рештки брахіопод, остракод, криноїдей.

Фація флішоподібних відкладів, представлених чергуванням тонких проверстків вапняків з аргілітами, складає більшу частину тиверської серії (худиківецька, чортківська, іванівська світи) на Подільському піднятті. В окремих розрізах (худиківецька світа) проверстки вапняків сумарно переважають; серед них спостерігаються відміни: від повністю карбонатних дрібнозернистих органогенно-детритових (криноїдних) до пелітоморфних дуже глинистих. Породоутворювальними найчастіше бувають брахіоподи та остракоди; нерідкі брахіоподові або остракодові черепашняки, що залягають серед аргілітів у вигляді тонких (до кількох сантиметрів) лінз і проверстків. Багаті комплекси фауни, особливо їхнє видове розмаїття у черепашняках, часті знахідки в аргілітах (митківська світа) криноїдей, що захоронені у прижиттєвому стані, вказують на невелику глибину ділянки басейну, в якій утворилася ця флішоподібна товща, та значну швидкість випадання осаду. В той же час, наявність поступових переходів між суміжними фаціями і витримана товщина одновікових відкладів у різних фаціальних зонах не дають підстав виділяти різкі уступи на ранньо-девонському шельфі.

В кінці худиківецького часу на Волино-Подільській частині шельфу ранньо-девонського басейну сформувалися фаціальні зони з різко відмінним осадо-нагромадженням: у східній, ближчій до берега, почала відкладатися різнобарвна піщано-глиниста товща (фація «одд-реду» або іквинська серія); у західній тривало нагромадження нормально-морських глинисто-карбонатних осадів (тиверська серія). Для східної зони характерне чергування дрібнозернистих, часто косоверстуватих, сірих кварцових пісковиків з алевролітами й аргілітами переважно темно-коричневого забарвлення. Зі сходу на захід спостерігається поступовий перехід пісковиків в алевроліти, а останніх – в аргіліти. Фауністичні рештки у цих породах не виявлені. Межа між обома фаціальними зонами в процесі осадо-нагромадження поступово зміщувалася на захід.

Для другої фаціальної зони характерне розповсюдження темно-сірих аргілітів і алевролітів, які у Середньому Придністров'ї заміщені флішоподібною товщею чергування темно-сірих, рідше бузкового кольору аргілітів із тонкоплитчастими дрібнозернистими органогенно-детритовими вапняками. В окремих частинах розрізу (у митківській світі) вапняки представлені рідкісними тонкими, не витриманими за простяганням проверстками та лінзами брахіоподових черепашняків. У Передкарпатському прогині вся ця товща (тиверська серія) складена винятково темно-сірими аргілітами (близькими до граптолітових).

Стратиграфічний обсяг дністровської серії все ще залишається необґрунтованим як палеонтологічними даними, так і кореляційними методами.

У зв'язку з тим, що у фаціях одд-реду фауністичні рештки відсутні, потужна дністровська серія поділена лише на літостратиграфічні одиниці (світи). Кожна з них відрізняється від інших особливостями наверствування та геофі-

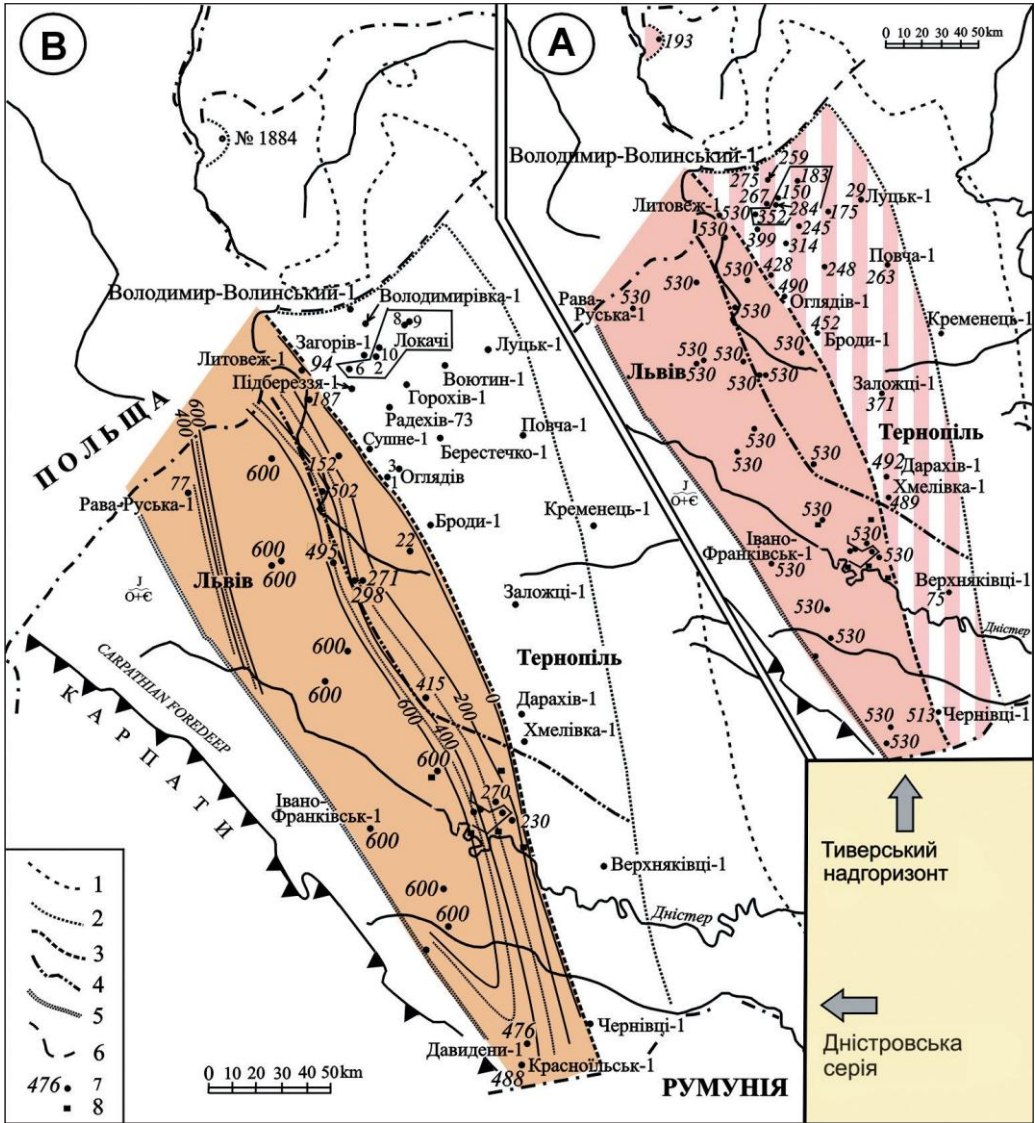
зичними характеристиками розкритих свердловинами розрізів, що, всупереч поширеній думці [125], дозволяє простежувати їхню латеральну мінливість на всій площі розвитку. Треба зазначити, що для кореляції більшої частини цих відкладів біостратиграфічні методи непридатні, оскільки фауністичні рештки (головно іхтіофауни) відомі лише з подільських відслонень нижньої частини дністровської серії.

Для другої половини раннього девону (дністровський час) фаціальні зони не виділяються, оскільки відклади цього часу представлені на всій території потужною товщею «олд-реду». Їм притаманне строкате забарвлення з переважанням червоних тонів; значна мінливість порід як у горизонтальному, так і вертикальному напрямі; часта коса верстуватість пісковиків; наявність на поверхнях напластунів тріщин висихання; відсутність решток морської фауни та велика кількість слідів життєдіяльності (ієрогліфів) на нижніх поверхнях пластів.

Деякі дослідники вважають, що відклади дністровської серії дуже мінливі по латералі, у зв'язку з чим неможливе виявлення будь-яких закономірностей у їхній фаціальній мінливості. Проте детальне поверхсткове вивчення їх літології та циклічності у відслоненнях Придністров'я дає змогу повністю спростувати таке твердження, оскільки встановлено, що циклотемами у дністровській серії, незважаючи на досить швидке виклинювання проверстків і пачок пісковиків, простежуються на десятки кілометрів. Така ж сама закономірність спостерігається і при кореляції розрізів, які розкрили свердловини у Львівському та Передкарпатському прогінах. Аналіз тектонічних особливостей будови середньопалеозойської товщі у цих прогінах показує, що значні збільшення товщини дністровської серії приурочені до окремих найбільше опущених блоків, у яких після досередньодевонської денудації збереглися стратиграфічно повніші розрізи. Завершуються вони відкладами, які у західному напрямі дедалі більше омолоджуються, що пов'язане з перманентною регресією (аж до повного відступу палеобасейну з території). Зменшення зернистості пісковиків, заміщення їх алевролітами у Передкарпатському прогині, а також поступове зміщення на південний захід зони поширення червоноколірних порід можуть вказувати лише на східне та північно-східне розміщення берегової лінії. Карта товщин відкладів нижнього девону наведена на рис. 37.

Аналіз фаціальних співвідношень та товщин відкладів нижнього девону дає підставу зробити висновок про однаковий темп субсиденції у всій частині ранньодевонського шельфу, що охоплював теперішні Волино-Поділля і Передкарпаття. Це, як і поступове переміщення на захід межі між обома фаціальними зонами, було наслідком некомпенсованого осадонакопичення при стабільній тектонічній обстановці в усіх частинах регіону.

**Середній та верхній девон.** Відклади середнього та пізнього девону поширені лише у межах Львівського прогину. Вони складені стратиграфічно безперервною товщею строкатих за фаціальним складом порід, які залягають трансресивно із чіткою стратиграфічною та кутовою незгідністю на різних горизонтах нижнього відділу, все старших за віком у міру віддалення від центральної частини прогину до його східної межі. Стосовно тривалості перерви у



1 – східна межа поширення силурійських відкладів; 2, 3 – східна межа поширення нижньодевонських відкладів (2 – тиверського надгоризонту, 3 – дністровської серії); 4 – південно-західна межа поширення іквінської серії; 5 – західна межа поширення відкладів силуру й девону; 6 – розломи; 7 – свердловини й товщина; 8 – відслонення олд-реду на Поділлі.

Рис. 37. Карта товщини відкладів нижнього девону

седиментації на межі ранньої та середньої епох існують різні думки, проте жодна з них не підтверджена достовірними даними безпосередньо із базальних верств середньодевонського розрізу. Початок їх відкладення міг припасти на кінець ейфелю [51], що опосередковано підтверджує поширення конодонтів середньої підзони *Polygnathus varcus* у верхній половині лопушанського (одиночні знахідки на висоті 60–90 м від його підошви) та у повчанському горизонті.

Седиментогенез на початковому етапі (до франу) відбувався у неглибокому басейні із слабо розчленованим рельєфом дна, з частим виникненням лагунних обстановок, що зумовило формування товщі, складеної переважуванням аргілітів, алевролітів, пісковиків, вапняків і доломітів; останні часто містять тонкі проверстки, лінзи та включення гіпсів і ангідритів. Деяке поглиблення седиментаційного басейну у франському віці тривало недовго – відкладання карбонатів ремезівської світи змінилося утворенням значно потужнішої доломітової товщі золочівської світи. Лише у другій половині франу палеотектонічні умови у ЛПП почали стабілізуватися і в палеобасейні до середини фаменського віку формувалися головню карбонатні осади, переповнені скелетними рештками різних морських безхребетних. Інтенсивне підняття Ковельського блоку, яке розпочалося у другій половині фамену і супроводжувалося розмивом на ньому глинисто-карбонатних (девон–силур) та піщано-глинистих (кембрій–рифей) порід, зумовило формування у північній частині басейну (прилегла до Володимир-Волинського розлому) різнобарвної товщі пісковиків, конгломератів, алевролітів, доломітів і вапняків (калькаренітів) з перевідкладеною фауною.

Поліфаціальна товща середнього-верхнього девону поділена на регіональні горизонти, які чітко простежуються на всій площі поширення: лопушанський, повчанський, рогатинський, ремезівський, золочівський, мілятинський, болотнянський, vareжанський, солокійський, селецький, сушнівський [46–49]. Межа фаменського ярусу із кам'яновугільною системою проведена вище покрівлі останнього з горизонтів, у верхній частині західнобузької світи [50, 151].

Точний вік базальних верств середнього девону, які перекривають дністровську серію, все ще залишається необґрунтованим, оскільки вони представлені лагунними фаціями без придатної для таких висновків фауни. Зважаючи на знахідки у верхній половині лопушанського горизонту (60 м вище його підосви) конодонтів, характерних для середньої підзони *P. varcus* живетського ярусу, згадані базальні верстви зіставлені з ейфелем [51].

Обсяг перерви в осадонагромадженні (тривалість континентального режиму), якою закінчився каледонський етап розвитку Волино-Поділля, поки що остаточно не встановлений. Те, що вона була досить тривалою і регіональною (а не локальною), свідчить значний розмив і добре вирівняна поверхня нижнього девону. Початок лопушанської (середньодевонської) трансгресії на підставі найновіших даних можна віднести до середини живетського віку. У прогинання була втягнута лише територія між Волинським та Подільським підняттями – сформувалася геологічна структура, що виділяється як Львівський прогин.

Тектонічний режим на південно-західній окраїні СЄП на початку герцинського етапу її розвитку різко змінився, що зумовило перебудову структурного плану регіону та специфічність будови Львівського прогину. Зоною максимальних компенсованих прогинань у лопушанському часі стала його західна та південно-західна частини, а висхідних рухів – прилегла з північного сходу частина УЩ і Ковельське підняття. Для лопушанської зокрема і живетської (лопушансько-рогатинської) товщі у цілому характерне віялоподібне простягання ізопахіт: наближене до субширотного біля Володимир-Волинського розлому воно поступово змінюється на північно-західне у центральній частині

прогину. Привертає увагу те, що внаслідок накладення пізніших тектонічних процесів напрям зростання товщин (південно-західний) не збігається з нахилом (північно-західним) еродованої нижньодевонської поверхні, тобто сучасна ~~вісь~~ прогину не збігається з віссю середньодевонського палеобасейну. Цей басейн був відносно неглибоким і в ньому значне місце займали хомогенні осади (відкладання товщ гіпсів, ангідритів і загіпсованих доломітів).

Після короткочасної стабілізації тектонічної обстановки у ремезівському часі, коли у всьому палеобасейні відклалася досить витримана за простяганням (товщиною 53–65 м) верства вапняків, почалася нова активізація диференційованих рухів в окремих блоках та перебудова структурного плану. Проте басейн залишився мілководним – серед його утворень переважають доломіти. Ділянка інтенсивнішого прогинання зосередилася на північному заході (в районі Великих Мостів), де внаслідок накладення новоутвореної структури на зону Датсько-Польсько-Буковинського палеорифту опинився центр Львівського прогину. У франському віці почало формуватися також Локачинське підняття, зародження якого як горсту, очевидно, слід пов'язувати з тектонічними рухами в кінці силуру; особливо контрастно (зменшеною на 40 м товщини відкладів) воно проявилось у ранньофаменському (варежанському) часі.

З середини фаменського віку (з селецького часу) різко посилюються висхідні рухи Ковельського підняття, де почався інтенсивний розмив послідовно силурійських, ордовіцьких і старших відкладів. У прилеглий до нього частині Львівського прогину безпосередньо біля Володимир-Волинського розлому (у зоні шириною 20–25 км) до кінця фамену сформувалася потужна різнобарвна товща, складена чергуванням конгломератів, пісковиків (кварцових та калькаренітів), алеволітів і аргілітів, які поступово переходять у вапняки й доломіти (у розрізах на Великомоствіській площі). Проте товщини ізохронних відкладів не залежать від їхнього фаціального складу і надзвичайно витримані на всій площі поширення. У кінці девонського періоду Львівський прогин вступив у фазу геологічного розвитку, подібного до ранньодевонського: спостерігається таке ж поступове обміління палеобасейну, яке в карбоні закінчується початком континентального режиму.

Розвиток південно-західної країни СЄП у середньому палеозої можна розділити на два подібних цикли [52]: силурійсько-ранньодевонський і середньодевонський-кам'яновугільний. Початок кожного з них збігається з великою регіональною трансгресією, закінчення – з поступовим переходом регіону до континентального режиму розвитку. У палеобасейнах, які існували тут у силурі та девоні, утворилися потужні товщі різнофаціальних, в основному шельфових, відкладів, причому для всіх проміжків часу характерне надходження кластичного матеріалу з північного сходу та його здебільшого рівномірний розподіл по акваторії. Якщо у першому циклі спостерігається субмеридіональне простягання фаціальних зон та синхронні рухи по поздовжніх розломах, то у другому структурний план різко змінюється і утворюється поперечна до краю платформи структура Львівського прогину.

Фаціальний склад та товщини середньопалеозойських відкладів на Волино-Поділлі вказують на їхню належність до платформових утворень, що сформува-

лися у зоні шельфу та, ймовірно, континентального схилу периконтинентального палеобасейну.

Зміна тектонічного режиму на початку герцинського етапу зумовила перебудову структурного плану регіону та виникнення відмінних палеогеографічних умов седиментогенезу. За структурним планом середньо-верхньодевонська товща (структурний комплекс) різко відрізняється від силурійсько-нижньодевонської. Якщо для другої з них характерне майже субмеридіональне простягання чітко виражених фаціальних зон, незначне збільшення товщини у західному напрямі, то для першої – невиразна диференціація на фаціальні зони, значне збільшення товщини стратонів у південному (для живету) або західному (для франу й фамену) напрямі. Зоною максимальних компенсованих прогинань у середньому девоні стала західна та південно-західна частини прогину, а висхідних рухів – прилегла з північного сходу частина УЩ і Ковельський виступ.

За фаціальними особливостями, палеогеографічними умовами, товщинами стратонів північно-східна частина прогину, обмежена Володимир-Волинським, Сокальським і Луцьким розломами, відрізняється від південної та найбільш зануреної західної, що дає підстави виділити дві структурно-фаціальні зони. Для першої характерні розрізи меншої товщини з переважанням теригенних порід, для другої – глинисто-карбонатні, складені переважно вапняками. Зазначимо, що розподіл на зони найчіткіше відображений у живетсько-нижньофранській (складеній строкатим набором порід лопушанського, повчанського і рогатинського горизонтів) і верхньофаменській товщах; відклади верхнього франу-нижнього фамену більш-менш однакові на всій площі поширення.

Незважаючи на значну перерву в осадоагромадженні на межі раннього і середнього девону та перебудову після неї структурного плану, геоморфологічного розчленування дна седиментаційного палеобасейну не відбулося. У зв'язку з цим межа між виділеними фаціальними зонами не є різкою, приуроченою до певного тектонічного елемента, – проведення її по Сокальському та Луцькому розломах є досить умовним. Розподіл теригенних компонентів у породах вказує на те, що у середньому девоні основне джерело зносу седиментаційного матеріалу знаходилося на північному сході; у пізньому фамені воно вимальовується чіткіше і всіма однозначно ототожнюється з Ковельським виступом.

Відклади живету і франу представлені сірими дрібнозернистими доломітами й доломітизованими вапняками, які мало змінюються за простяганням (золочівська, мілятинська світи). У південній частині товщини окремих пачок та верств досягають кількох десятків метрів; у північно-східному напрямі спостерігається поступове потоншення доломітових верств і перехід їх у дрібнозернисті вапняки (повчанський горизонт) або ясно-сірі кварцові пісковики (рогатинський горизонт). Оскільки в цьому ж напрямі відбувається одночасне збільшення кількості аргілітів, товщини стратонів на всій площі практично однакові.

Значне місце у розрізах, особливо лопушанського горизонту, посідають лагунні утворення – сірі долерити з включеннями та проверстками ангідритів, а також темно-сірі аргіліти з гіпсами. Поширені вони в межах всього Львівського прогину, проте найбільшої товщини (десятки метрів) такі пачки досягають у пів-



денній частині регіону. Вапняки домінують серед порід фамену, де представлені в основному грудкуватими відмінами, що вказує на деяке поглиблення басейну у цей час. Вони часто переходять у брахіоподові черепашняки та мергелі і є, на відміну від силурійських, типовими шельфовими утвореннями.

У напрямі до Ковельського виступу (Володимир-Волинського розлому) товщі грудкуватих вапняків фамену поступово переходять у чергування різнобарвних конгломератів із дрібнозернистими вапняковими пісковиками, алевролітами й аргілітами (калькаренітами), що утворилися за рахунок розмиву ордовицьких, силурійських, нижньодевонських карбонатних та кембрійських і давніших теригенних порід. Для верхнього фамену-низів карбону (від со-локійської до володимиро-волинської світи) характерна незмінність товщин ізохронних відкладів на всій площі незалежно від фаціального складу. Поверстова кореляція розрізів із врахуванням фаціальної мінливості показала, що володимиро-волинська світа всюди перекрита хорівською без стратиграфічних перерв.

---

---

# 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

## 4.1. УМОВИ ФОРМУВАННЯ ЧОРНОСЛАНЦЕВИХ ТОВЩ

### 4.1.1. Історія геодинамічного розвитку регіону

**В**олино-Подільський (Оршанський) прогин і Подільський виступ закладалися в рифейській етап розвитку Волино-Поділля [33, 121]. Очевидно, це було пов'язано із глобальною зміною геотектонічного режиму планети, деструкцією Пангеї і утворенням океану Прототетису. Формування прогину супроводжувалося прогинанням частини старої платформи і розривом суцільності кори й літосфери глибинними розломами, по зонах яких про що свідчать пластові тіла вивержених порід. Вважається, що ці найдавніші розломи мали діагональний північно-західний та північно-східний напрями [7, 33]. Найбільшими розломами фундаменту ССП були Володимир-Волинський, Ковельський, Локачинський, Луцький північно-східного напрямку, розлом в напрямку міст Луцьк–Збараж–Кам'янець-Подільський, а також Нововолинський і Радехів–Рогатинсько-Монастирський розлом (зона Тейссейра–Торнквіста) північно-західного простягання.

Розвиток пасивної окраїни платформи наприкінці рифею – початку венду був ускладнений короткочасною фазою стиснення, що зумовило насування на край Східноєвропейського кратону його батіальних осадків [129]. У ранньому венді кількість розломів збільшується. Магматична діяльність стає дуже інтенсивною. Структура регіону у зв'язку з появою меридіональних і широтних розломів набуває глибово-блокового характеру. Ортогональні та широтні розломи мають молодший вік порівняно з вищеописаними й пов'язані із дробленням уже консолідованого фундаменту.

У пізньому рифеї-ранньому венді на південний захід від описуваної території розвивається Галицька рухлива область, у зв'язку з чим різкіше проявляється північно-західна зональність і в умовах розтягнення в смугі Кобрин–Тернопіль формується трапова формація волинської серії. Широтні розломи контролюють постседиментаційні горстові підняття й депресії. Перед початком морської трансресії в напівзамкнених морях відклалися базальна формація могилів-подільської підсерії, а потім в обстановці масштабної морської трансресії формуються породи канилівської серії, що незгідно перекрили базальні. Наприкінці венду – в ранньому палеозої завершився етап опускання галицької орогенної області і починає утворюватися Дністровський перикратонний прогин.

У ранньокембрійський час триває занурення всієї території і в єдиному морському басейні формуються переважно піщані відклади рівненської світи та глинисті – стохідської. У структурному відношенні вони успадкували тектонічний план попередніх епох, а найінтенсивніші рухи проявилися тільки в ранньому кембрії, в основному по діагональних і субширотних розломах. Пізніше були сформовані піскуваті відклади бережківської серії. Орогенні рухи в кінці байкальської складчастості не дають змогу однозначно говорити про інтенсивну дислокованість кембрійської товщі. Скоріше можна припустити, що великі кути падіння пов'язані з дислокаціями в зонах розломів. Басейн осадконакопичення зміщався на захід і наприкінці кембрію існував тільки в зоні зчленування Східно- та Західноєвропейської платформ [1].

Протягом ордовіку до початку силуру на Волино-Поділлі тривали висхідні рухи, які зумовили перетворення території в денудаційну область.

На початку силуру територія Волино-Поділля в результаті рухів таконської фази каледонського орогенезу в суміжній рухливій області опускається і входить до складу єдиного східного шельфу Західноєвропейського морського басейну. Активізувалися рухи на низці розломів (Новолинський, Радехів-Рогатинсько-Монастирський, Рівненський, Луцький). В умовах теплого неглибокого моря у східній частині утворилися бар'єрні рифи в зоні уступів північно-західного простягання.

В арійську фазу каледонської складчастості (зигенський-жединський час раннього девону) західний край Волино-Поділля і суміжна територія втягнулись у занурення. Знову активізувалися рухи по розломах і море відступило на південний захід. По Володимир-Волинському розлому відокремився Ковельський виступ, який обмежив перикратон з північного заходу. В цей же цикл на Волино-Поділлі чітко фіксується верхня межа каледонід, пов'язана з орогенезом у суміжній області. Каледонський ороген на південно-західній окраїні Волино-Поділля вирізняють у самостійну Рава-Руську зону і відносять її або до молоді Західноєвропейської платформи [27, 40, 90], або до «перехідної» області між молодію й старою СЄП [15, 36, 121, 153].

Звернемо увагу на межу нижнього і середнього девону. В цей час континентальний режим повсюдно змінюється морським та лагунним з утворенням базальної піщаної товщі, а вище від неї відкладаються регіонально випримані теригенно-карбонатно-сульфатні породи великомостівської світи, які є реперним горизонтом на всій території поширення середнього девону. Відбувається перебудова структурного плану, що підтверджується, згідно з даними буріння свердловин [74], зміною кутів падіння порід у середньому і нижньому девоні. Активізуються низхідні рухи, розвивається Львівський палеозойський прогин, починається міграція його осьової частини на північний схід, яка триває протягом середнього-пізнього девону. У цей період у південно-західній частині розвиваються лінійні антиклінальні підняття. Вважають, що в середньодевонський час почали формуватися широтні валоподібні структури вздовж Локачинського та Вітонізького розломів [33]. Відзначається короткочасна перерва в осадконакопиченні на межі середнього і пізнього девону.

До початку карбону британська фаза варисційської складчастості зумовила

перехід території на континентальний режим розвитку. Після перерви в осадконакопиченні в карбоні сформувалася потужна формація Львівсько-Волинського вугільного басейну. В астурійську фазу Львівський палеозойський прогин замкнувся і в його західній частині проявилися лінійні диз'юнктивні дислокації північно-західного простягання. Вважають, що в центральній частині варисційські бокові тектонічні рухи мали такий само напрямок, як і каледонські, внаслідок чого середньодевонські та кам'яновугільні відклади утворили інтенсивно дислоковані плікативні форми на заході цього прогину [29]. У східній частині Волино-Поділля вариційський тектогенез проявився у вигляді переривчастої складчастості із простяганням структур у північно-східному напрямку, тобто перпендикулярно до вищеописаного. На думку деяких дослідників, валоподібні структури північно-східного напрямку практично повністю конформні і характеризуються одноетапним походженням [33]. Наприкінці карбону вся територія перетворюється на денудаційну область, і тільки в юрі в південно-західній частині виникає Стрийський юрський прогин, а в крейді – Львівська крейдова мульда [99]. В мезозой та кайнозой накопичувалися осади невеликої товщини.

#### 4.1.2. Геодинамічні умови та фаціальні особливості формування чорносланцевих відкладів протерозою-палеозою

Територія Волино-Поділля характеризується особливими геодинамічними умовами розвитку, які пов'язані з її положенням у внутрішньому куті древньої Східноєвропейської платформи, утвореним зчленуванням Білоруського і Українського масивів кристалічних порід, і з особливостями зчленування цієї платформи з молодією Західноєвропейською платформою. Західна межа древньої платформи умовно проводиться по Устилут-Рогатинському розлому (зона Тейссейра–Торнквіста). Територія, що розташована на захід від Устилут-Рогатинського розлому, характеризується такими особливостями:

- значними товщинами палеозойського розрізу;
- поширенням в розрізі чорносланцевих відкладів;
- дислокованістю товщ каледонськими і варисційськими рухами (складчастонасупні дислокації);
- лінійністю в геофізичних полях з переважанням північно-західного простягання;
- значною глибиною залягання архей-протерозойського фундаменту (до 11 км).

Цю територію низка дослідників розглядає як епібайкальське облямування СЄП, а територію на захід від зони ТТ – як Західноєвропейську платформу.

Фундамент Волино-Поділля, судячи з матеріалів магніто- і гравіметрії та даних буріння, в північній частині визначається тектонічними елементами північно-східного, а в південній частині – північно-західного простягання. Ці дві частини відрізняються також положенням глибинних шарів надр і віком їх складчастих комплексів. Перша характеризується імовірно готським, а друга – бузько-подільським складчастим комплексами.

Фундамент характеризується блоковою будовою, яка стала основою для формування регіональних структур фанерозою. В рифейський час формується Волино-Подільський (Оршанський) грабеноподібний прогин і Подільський виступ, у венді-ранньому девоні – Дністровський перикратон, в ранньому девоні – Боянецький прогин, у середньому девоні-карбоні – ЛПП, Ковельський виступ, Ратнівський горст, в мезозой – Стрийський юрський і Львівський крейдовий прогини.

Волино-Подільський (Оршанський) прогин північно-східного простягання сформувався на кристалічному фундаменті де, ймовірно, мали місце карельські рухи. Ширина прогину близько 250 км. Він простягається далеко на північний схід за межі України (майже на 1500 км). Вісь прогину простягається приблизно по лінії Дубровиця-Локачі поступово занурюючись у південно-західному напрямку спочатку під кутом 1°, а далі 2–3°. По обидва боки від осі поверхня фундаменту ступінчасто піднімається на 1,5–2 км. Прогин вздовж простягання ускладнений підняттями, про що свідчать зміни товщин червоноколірних відкладів поліської серії, які виповнюють його.

Розріз серії характеризується циклічною будовою, що свідчить про осцилографічний характер рухів. Товщини циклів свідчать про збільшення швидкості седиментації у часі. За межами прогину на території Подільського виступу переважали додатні карельські рухи, на заході ймовірно проявились готські рухи, в результаті яких накопичувалася відповідна формація, що супроводжувалося вулканізмом (амфіболіти Лежайсько-Добрудженської гряди).

Активізація тектонічних рухів відбувалася в кінці рифею – на початку венду що пов'язане з початком байкальської складчастості.

Інтенсивна тектонічна діяльність призвела до розриву суцільності літосфери і виліву магм основного, зрідка ультраосновного складу (волинська серія). В смугі Кобрин-Тернопіль формується трапова формація волинської серії венду. Траповий вулканізм пов'язаний з активізацією розломів. На південному заході, за межами Волино-Поділля розвивається Галицький рухливий пояс, який насувається на край кратону. Появляються елементи північно-західної зональності. В межах Волино-Поділля відкладаються ритмічно шаруваті континентально-морські теригенні осади і вулканогенні утворення нижньовалдайської серії венду, які представлені могильовською, яришівською і нагорянською світами (рис. 38). Перша світа представлена переважно різнозернистими аркозовими пісковиками. Її товщини близько 50 м.

Друга приблизно такої ж товщини, але складена переважно строкатоколірними аргілітами з туфогенним матеріалом. За палеонтологічними даними вона відповідає венду Австралії. Нагорянська світа починається з аркозових різнозернистих пісковиків з прошарками аргілітів і алевролітів, а завершується чорними аргілітами калюської світи, які характеризуються великим вмістом органіки. Ці верстви представлені 60-метровою пачкою чорних аргілітів з високим вмістом ОР. Порооди мікрошаруваті зі значними катагенетичними змінами (МК<sub>3</sub>–МК<sub>4</sub>). Вони поширені на території Волино-Поділля. В свердловинах, які розкривали валдайські відклади це невелика пачка (10–20 м) чорних аргілітів. В межах південно-східної частини Передкарпатського прогину товщина цих відкладів

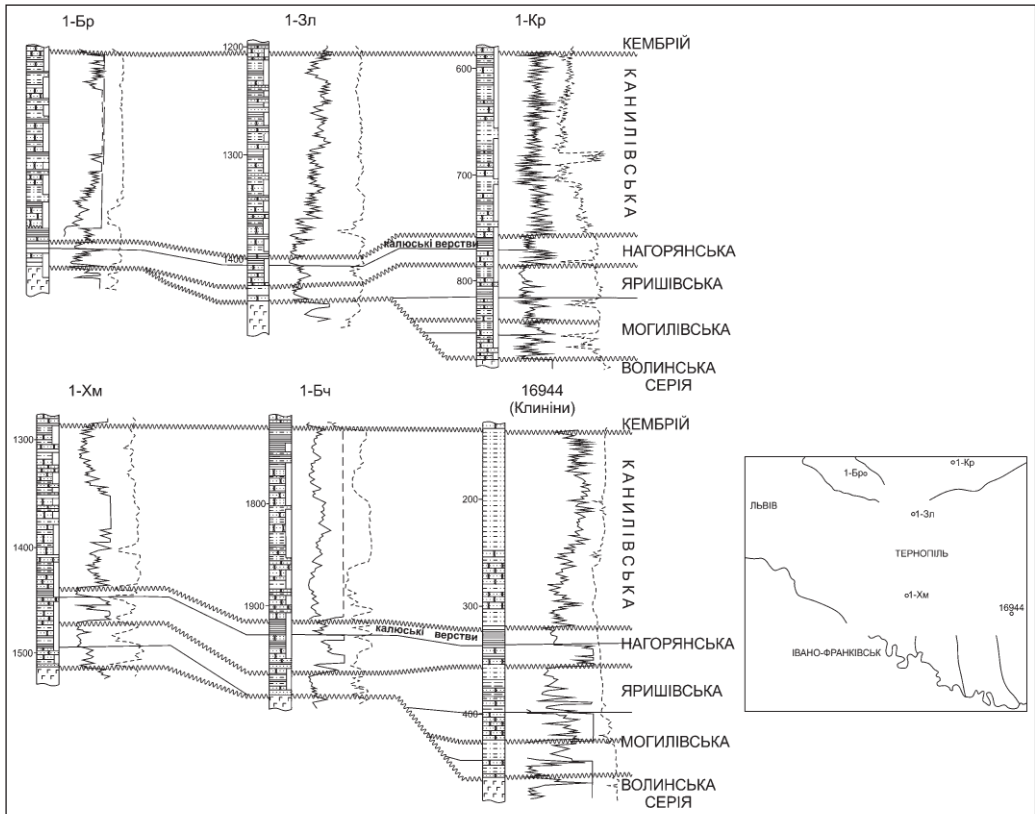


Рис. 38. Схема кореляції валдайських відкладів

може досягати 100 м. У Переддобруджинському прогині (за межами України) вона становить 200–250 м. Валдайські відклади за даними палеонології присутні в фундаменті Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, де свердловини розкривали чорні сланцюваті філітизовані аргіліти. Товщина їх не визначена, можливо вона значна, але свердловинами вони повністю не розкриті. За думкою дослідників [86] вони характеризуються значними катагенетичними змінами, які відповідають зоні апокатагенезу. Вище нагорянської світи трансресивно з розмивом лежать відклади канилівської світи, які сформувалися в обстановці масштабної морської трансресії. В східних районах вони представлені зеленувато-сірими і темно-сірими аргілітами, пісковиками і алевролітами, які утворюють тонке флішопідне перешарування.

В західному напрямку збільшується товщина світи, кількість аргілітів, а розріз стає майже чорноколірним. Необхідно зазначити, що мінеральний склад канилівської світи суттєво відмінний від світ нижнього валдаю. Тут відсутні аркози, pojawiaються характерні асоціації, які складаються з уламків ефузивів, кременів, метаморфічних сланців і залістих кварцитів. Це свідчить про наявність окрім старої області живлення (УЩ) нової області, яка знаходилася на місці сучасного Прикарпаття. Відклади характеризуються наявністю водоростей, характерних для ламінаритових глин ССП.

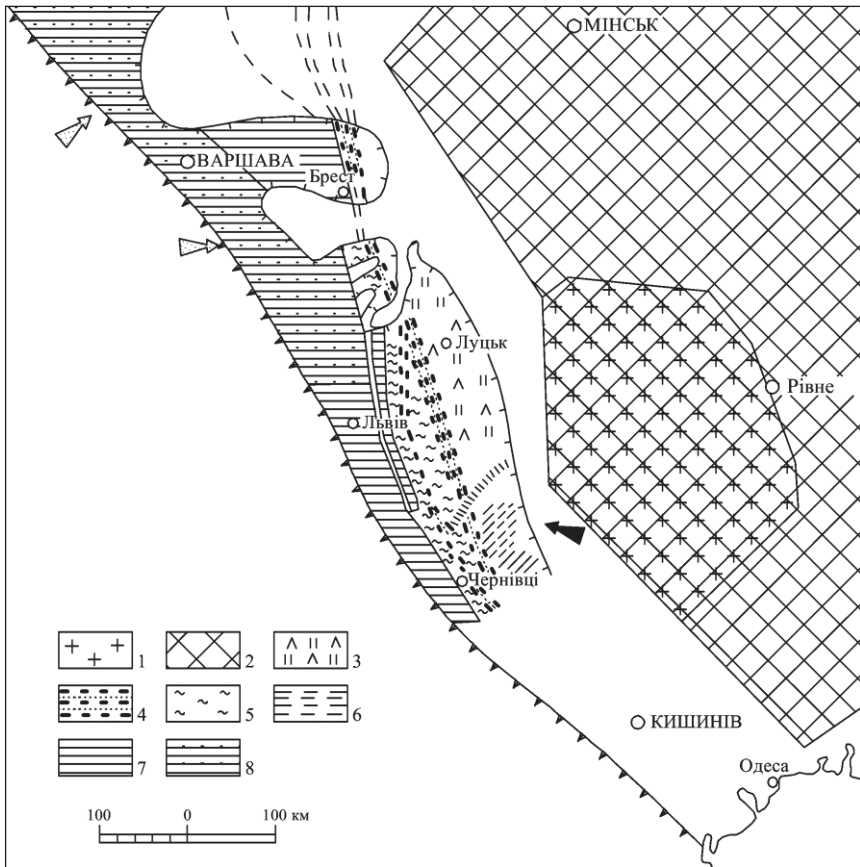
Наприкінці венду – в ранньому палеозої завершився етап опускання Галицької орогенної області і починає утворюватися Дністровський перикратонний прогин. У ранньокембрійський час триває занурення всієї території і в єдиному морському басейні формуються переважно піщані відклади рівненської світи та глинисті – балтійської серії. У структурному відношенні вони успадкували тектонічний план попередніх епох, а найінтенсивніші рухи проявилися тільки в ранньому кембрії, в основному по діагональних і субширотних розломах. Пізніше були сформовані піскуваті відклади бережківської серії. Орогенні рухи в кінці байкальської складчастості не дають змогу однозначно говорити про інтенсивну дислокованість кембрійської товщі. Скоріше можна припустити, що великі кути падіння пов'язані з дислокаціями в зонах розломів. Басейн осадконакопичення зміщався на захід і наприкінці кембрію існував тільки в зоні зчленування Східно- та Західноєвропейської платформи.

Кембрійський час заслуговує уваги щодо формування чорносланцевих відкладів. Так наприклад балтійська серія представлена глинистими відкладами, які в західній частині Волино-Поділля (св. Перемишляни-1, В. Мости-30, Глиняни-1 та ін.) в межах континентального схилу перикратону мають вигляд чорних сланців. Бережківська серія кембрію у цій частині регіону характеризується наявністю потужних пачок чорних аргілітів. Ці відклади мають підвищену газонасність, але колекторські властивості їх невисокі. У Передкарпатському прогині кембрійські відклади також представлені чорними сланцями.

У пізнокембрійський час в результаті початкових фаз каледонської складчастості відбувається підйом всієї території. На захід від Рава-Руського насуву утворилися складки. На короткий період осадконагромадження поновлюється в ордовіцький час. Формується неглибокий прогин, в якому нагромаджується незначна кількість переважно карбонатних осадів, які завдяки наступним рухам були еродовані і тепер представлені фрагментарно. Вихідні рухи в ранньосилурійський час змінюються на низхідні. Утворюється Західноєвропейський силурійський морський басейн, в якому в межах материкового схилу у батіальних умовах зануреної частини платформи накопичуються чорносланцеві відклади (граптолітові аргіліти). На шельфі пенепленізованого кратону, в межах його відкритої частини відкладалися грудкуваті вапняки і мергелі, на мілинах утворювалися бар'єрні рифи, які відокремлювали лагуни на суходолі.

Некомпенсовані западини по зовнішньому краю карбонатного шельфу Східноєвропейської платформи облямовані бар'єрними рифами. Складний характер будови мають бар'єрні споруди західного краю платформи (рис. 39). Вони характеризуються коротким часом розвитку на одному місці і малими розмірами. Споруди, які відокремлювали відклади відкритого моря і лагуни різних стратиграфічних рівнів, просторово не співпадають. Вони мігрують у часі, причому величина міграції в північній Прибалтиці в лудловський час досягає 150 км, на Волино-Поділлі в період від венлоку до даунтону – близько 40 км. В

Прибалтиці органогенні споруди поширені в ландоверійських, венлоцьких, лудловських і даунтонських відкладах. Вони складені коралами, строматопорами, моховатками і водоростями. В північній частині регіону споруди невеликі за розмірами (від 0,5 м до 15 м). В південних частинах цього регіону



1 – вихід фундаменту УЩ; 2 – суша; 3 – доломіти і гіпси лагунної зони з підвищеною солоністю; 4 – зернисті вапняки з біогермами зони мілини і бар’єрні рифи; 5 – грудкуваті вапняки відкритого шельфу; 6 – мергелі схилової зони; 7 – граптолітові аргіліти депресійної зони (доманікіти); 8 – піщано-алеврітові граптолітові мергелі.

**Рис. 39.** Схема розміщення фаціальних зон в силурійських периконтинентальних басейнах заходу Східноєвропейської платформи [152]

висота їх близько 40 м. Взагалі ця частина регіону характеризується умовами, несприятливими рифоутворенню. Рифогенез інтенсивніший на крутих схилах силурійського басейну. Так, на території Волино-Поділля існували сприятливіші умови для розвитку органогенних споруд. Вони утворенні на трьох рівнях – скальському, малиновецькому і баговицькому. В їх будові беруть участь корали, водорості, строматопори, моховатки, криноїдеї. Вони асиметричні. Басейнові схили мають кути падіння  $10^{\circ}$ – $15^{\circ}$ , тоді як лагунні схили значно пологіші. Ширина споруд 5–7 км, висота до 60 м. В західному напрямку вони переходять через смугу грудкуватих вапняків у глинисто-карбонатні відклади некомпенсованого прогинання. У східному напрямку вони переходять в мілководні зарифові вапняки, шаруваті сульфатизовані доломіти з прошарками ангідритів і доломітизовані мергелі з ознаками висихання. Наявність останніх свідчить про малий водообмін між передрифовою і зарифовою частинами басейну.



Рифові утворення відрізняються від зарифових відкладів наявністю великої кількості бентонних рифобудуючих організмів і товщинами, які на порядок більші, ніж в зарифовій частині, високою кавернозністю (в кавернах примазки і включення нафти).

Таким чином, силурійський період характеризується значною фаціальною різноманітністю розрізів порід. Це стосується і території Волино-Поділля, в межах якої виділено три структурно-фаціальні зони: Ковельсько-Хотинська, перехідна і Львівсько-Коломийська (рис. 40).

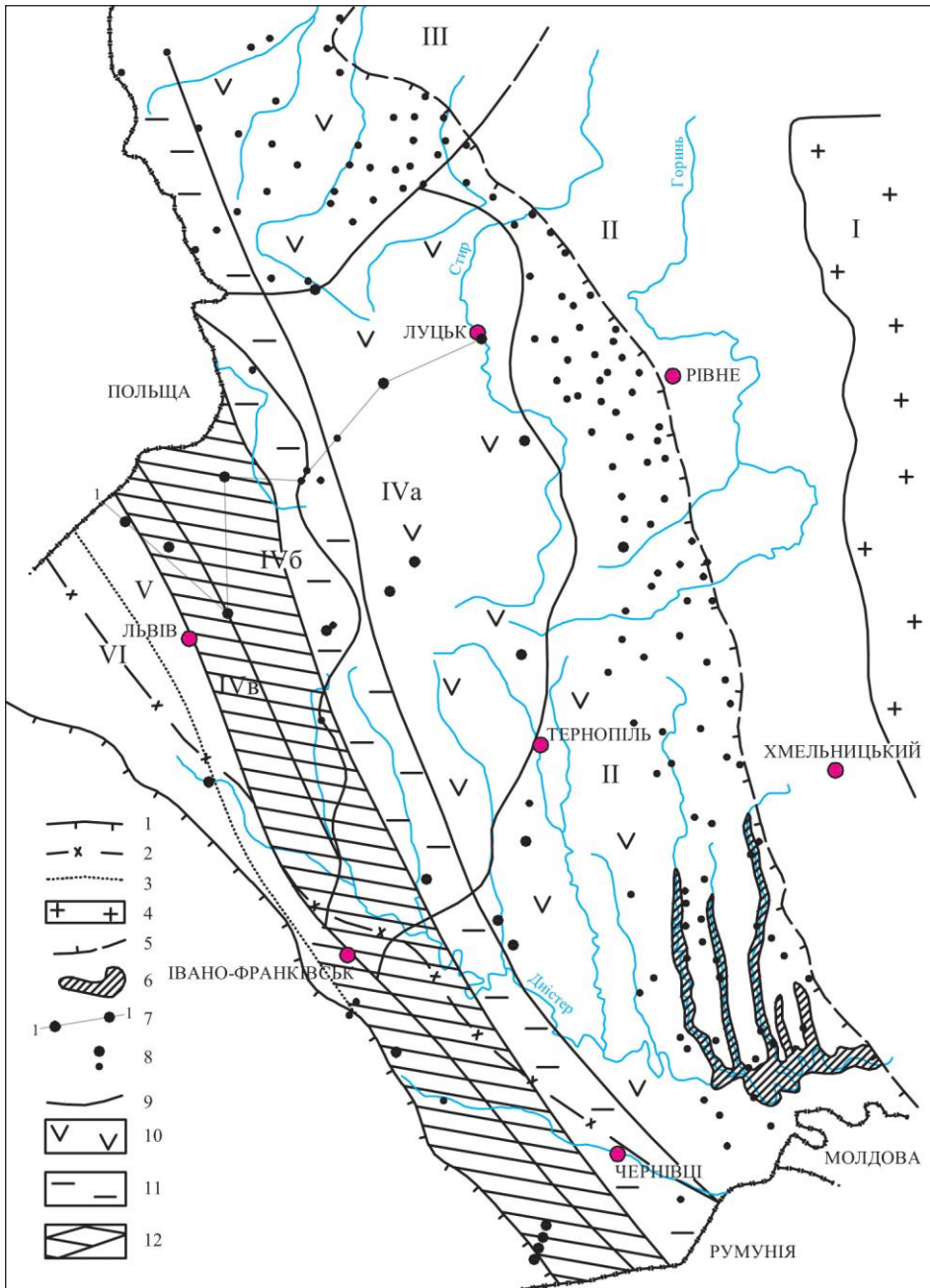
Взаємовідношення різнофаціальних відкладів Волино-Поділля добре ілюструє розріз (рис. 41), який перетинає структурно-фаціальні зони по лінії Дубляни-Ромашівка. Як було вказано вище, на шельфі пенепленізованого кратону (Ковельсько-Хотинська зона) накопичувалися карбонатні і лагунні відклади в перехідній зоні – грудкуваті вапняки і мергелі, а монотонна товща чорних граптолітових аргілітів Львівсько-Коломийської зони була сформована на материковому схилі в батіальних умовах зануреного краю платформи [89].

З метою виділення зон найбільшого розповсюдження глинистих утворень на основі комплексного аналізу даних ГДС і кернового матеріалу побудовані літолого-палеогеографічні карти-схеми відкладів нижнього силуру (китайгородського та баговицького горизонтів), малиновецького і скальського горизонтів верхнього силуру. Фактично східна межа розповсюдження відкрито-басейнової фаціальної зони у китайгородському та баговицькому горизонтах і є східною межею розповсюдження перспективних сланцевих порід у силурійському комплексі, однак враховуючи товщини чорносланцевих товщ, найперспективнішою ділянкою для пошуків сланцевого газу в силурійських відкладах слід визнати Львівсько-Коломийську структурно-фаціальну зону.

Геогенерації силурійських басейнів заходу СЄП мають близькі риси будови, що свідчить про спільність тектонічного розвитку всього краю платформи. Вздовж нього простягається перикратонний прогин, де в умовах некомпенсованого прогинання сформувалися збагачені органікою відклади, що розглядаються як газоутворювальні [167].

У девонський період Дністровський перикратон продовжує занурюватися. В межах західної крайової частини накопичується товща чорних аргілітів тиверської серії. В св. Крехів-1 її товщина досягає 1000 м. В основі Передкарпатського прогину ця частина розрізу девону також представлена чорними сланцями. Відклади тиверської серії успадковують структурний план силуру. Пізніше закладається Боянецький передгірський прогин, що є компенсаційною структурою каледонського орогена. Він центриклінально закривається в районі м. Чернівці.

На межі нижнього і середнього девону континентальний режим повсюдно змінюється морським та лагунним. Утворюється базальна піщана пачка, вище відкладаються регіонально витримані теригенно-карбонатно-сульфатні породи великомостівської (лопушанської) світи, які є реперним горизонтом на всій території поширення середнього девону. Активізуються низхідні рухи, розвивається Львівський палеозойський прогин, починається міграція його осової частини на північний схід, яка триває протягом середнього-пізнього девону [55].



I – УЩ; II – західний схил УЩ; III – Ковельсько-Ратнівське підняття; IV – Львівський палеозойський прогин: IVa – східний борт, IVб – Бузький синклінорій, IVв – Нестеровський антиклінорій; V – Рава-Руська складчаста зона; VI – Лежайсько-Центрально-Добрудженський мегаантиклінорій; 1 – північно-східна межа внутрішньої зони Передкарпатського прогину; 2 – північно-східна межа зовнішньої зони Передкарпатського прогину; 3 – південно-західна межа Рава-Руської складчастої зони; 4 – кристалічні породи УЩ; 5 – східна межа поширення силурійських відкладів; 6 – виходи силурійських порід на поверхню; 7 – профілі зіставлення свердловин; 8 – свердловини, які розкрили відклади силуру; 9 – межі структурно-тектонічних одиниць; 10 – Ковельсько-Хотинська СФЗ; 11 – Перехідна СФЗ; 12 – Львівсько-Коломийська СФЗ.

Рис. 40. Структурно-фаціальні зони силурійських відкладів Волино-Поділля [152]

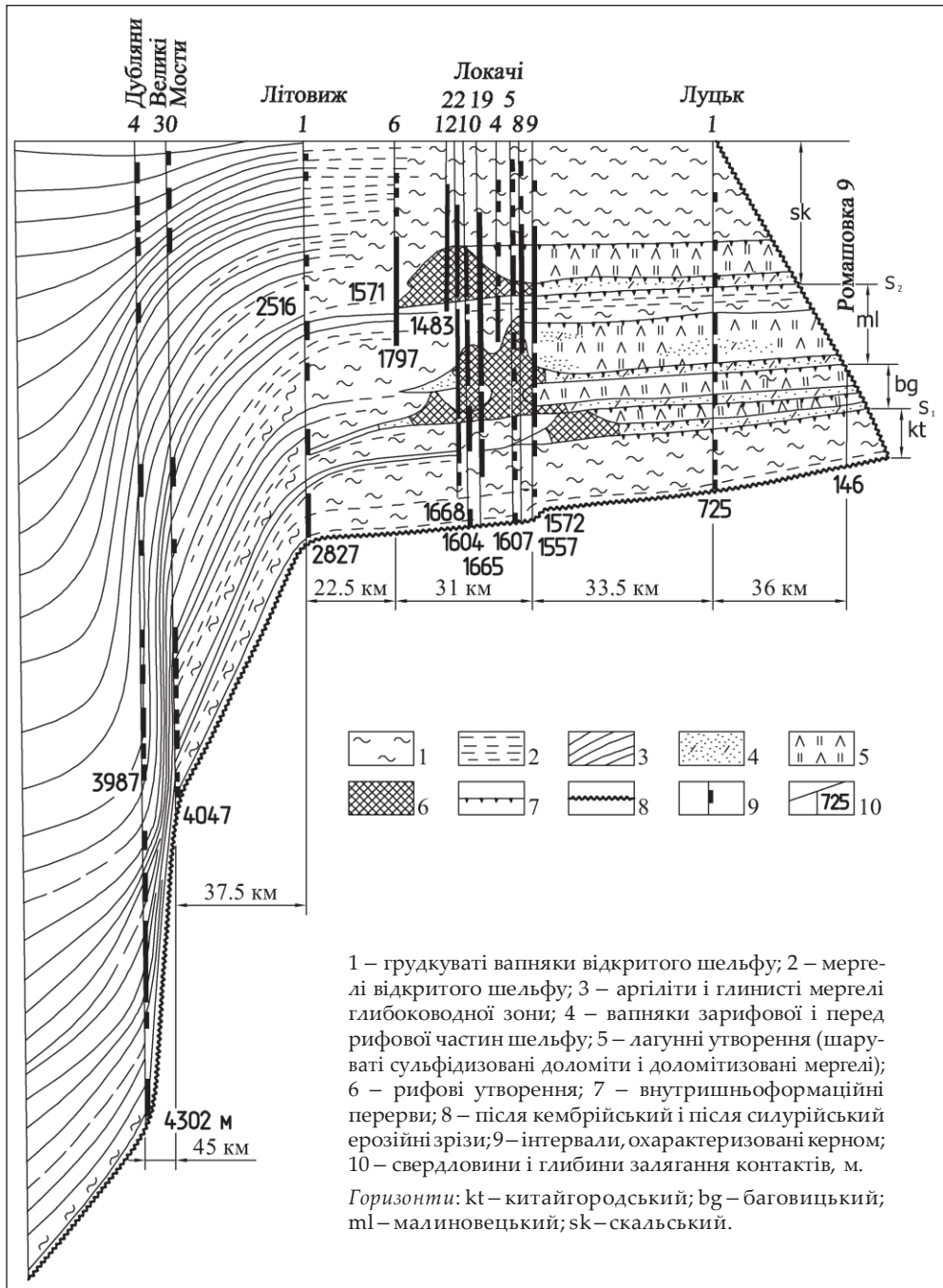


Рис. 41. Фаціальний розріз силурійських відкладів Волино-Поділля по лінії площ Дубляни-Великі Мости-Локачі-Луцьк [152]

Британська фаза варисційської складчастості зумовила перехід території до континентального режиму розвитку. В карбоні сформувалася потужна формація Львівського-Волинського вугільного басейну. Львівський палеозойський прогин замкнувся в астурийську фазу. Наприкінці карбону вся територія перетворюється на денудаційну область, в юрі в її південно-західній частині формується Стрийський прогин, а в крейді – Львівська

- чорносланцеві відклади протерозой-палеозою, перспективні для пошуку в них сланцевого газу, мають широке розповсюдження на Волино-Поділлі, особливо в південно-західній частині, в зоні зчленування з Передкарпатським прогином;
- збагачені органікою відклади формувалися в результаті, в основному, низхідних рухів протягом байкальського, каледонського та варисційського тектонічних процесів;
- в протерозойці відклади наявні у валдайській серії венду, де особливої уваги заслуговують калюські верстви;
- в палеозої чорні сланці розповсюджені в кембрії, силурі, нижньому девоні, карбоні; особливої уваги заслуговують чорні сланці силуру, утворені в багальних умовах південно-західного краю СЄП, у зоні її зчленування з Західноєвропейською платформою; вони найбільш перспективні в Львівсько-Коломийській зоні;
- перспективними є чорні сланці тиверської серії девону; загальна товщина відкладів силуру і девону сягає в св. Рава-Руська-1 – 1730 м (інт. 1230–2960 м), в св. Великі Мости-30 – 857 м, в св. Ліщинська-1, Давидівська-1 – понад 1000 м, в св. Чернівецька-1 – 1011 м (інт. 824–1835 м);
- в ранньокам'яновугільний час також існували умови для утворення чорносланцевих товщ; є пачки товщиною до 40–80 м чорних аргілітів з підвищеним вмістом ОР ( $C_{\text{орг}}$  до 3%), які поширені на значній території до глибин 2 км;
- в південно-західній частині Волино-Поділля і в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину поширені чорні і темно-сірі аргіліти в коханівській світі середньої юри, товщини якої змінюються від 80 м до 570 м; кількість ОР в цих відкладах і ступінь їх катагенезу не вивчалися, однак можна припустити, що найперспективнішими вони можуть бути в північно-західній частині Передкарпатського прогину; можливо саме відклади середньої і нижньої юри є газогенеруючими для відомих традиційних покладів газу в юрських і сенонських відкладах під регіональним екраном гіпсоангідритового горизонту бадена (Рудки, Угерсько та ін.); тут товщина коханівської світи найбільша, а глибина залягання від 2000 м до 3000 м була достатньою для створення сприятливого для газогенерації температурного режиму;
- в св. Бортятин-1 (інт. 3700–4300 м), Подільці-1 (інт. 3572–3800 м) розкрито потужну товщу чорних глинистих порід ранньоюрського віку, яка поширена в зоні Краковецького розлому на площі приблизно 1000 км<sup>2</sup>; розкриті чорні слюдисті вапнисті і невапнисті щільні аргіліти з прошарками темно-сірих алеволітів, піритизовані з обвугленими залишками рослинного походження, зустрічаються мікропрошарки ОР, кількість  $C_{\text{орг}}$  досягає 6%.

## 4.2. КРИТЕРІЇ ГАЗОНОСНОСТІ ЧОРНОСЛАНЦЕВИХ ПОРІД, ОРГАНІЧНА РЕЧОВИНА, КАТАГЕНЕТИЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ ТА СУЧАСНИЙ ГЕОТЕРМІЧНИЙ РЕЖИМ

### 4.2.1. Критерії газоносності чорносланцевих порід

Метановий газ органічного походження утворюється внаслідок біохімічного перетворення за певних тисків і температур з розсіяної захороненої органіки осадових порід, або внаслідок перетворення ОР під час термокаталітичних процесів. За генезисом цей газ поділяється на два типи: 1 – біогенного походження, що утворився на стадії діагенезу; 2 – термобаричного походження, що сформувався на стадії катагенезу при термодеструкції порід під дією відповідних пластових температур і тисків. Основна кількість газу метану – до 12 % від вихідної маси ОР – генерується в так званій головній фазі газоутворення [11]. Ці процеси відбуваються на глибинах 3–4,5 км в зонах пізнього катагенезу МК<sub>4</sub>–МК<sub>5</sub> та метагенезу АК<sub>1</sub> [136] (рис. 42).

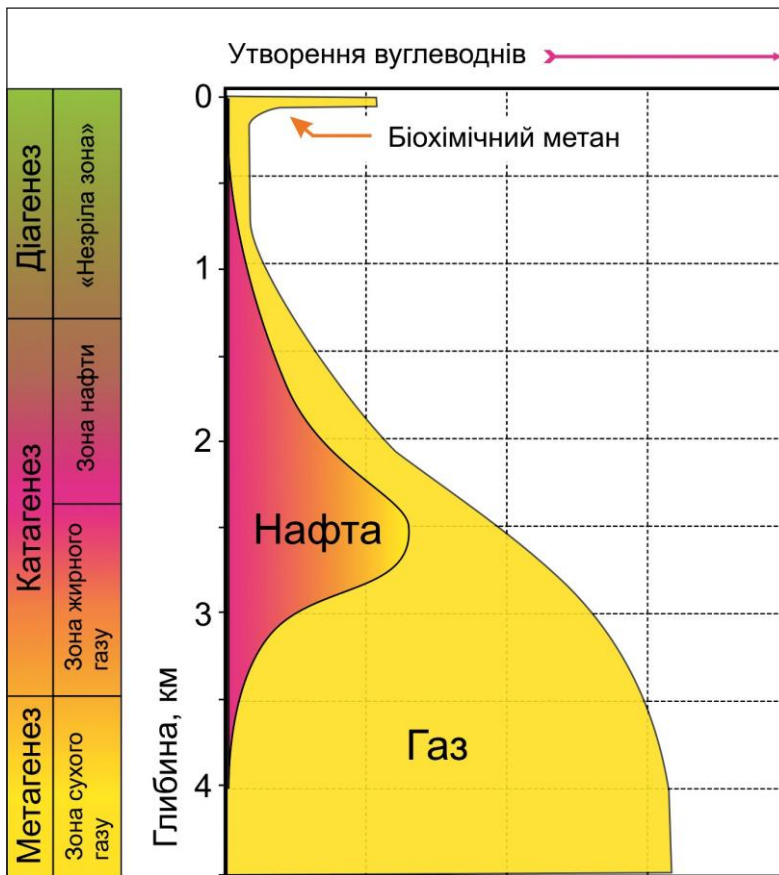


Рис. 42. Генерація вуглеводнів на різних стадіях катагенезу [136]

Виходячи із досвіду відкриття і розробки родовищ сланцевого газу в США можна виділити основні та додаткові критерії газоносності чорносланцевих порід. До основних критеріїв належать:

- вміст органічного вуглецю ТОС (total organic carbon) в породах  $> 0,5\%$ ;
- товщина чорносланцевих порід  $> 30\text{--}70$  м;
- термічна зрілість (стадії катагенезу)  $\text{MK}_2\text{--AK}_1$ ;
- глибина залягання порід в залежності від температурного режиму надр – в основному  $2000\text{--}4000$  м;
- сприятлива історія геодинамічного розвитку території;
- інтенсивність тектонічних рухів і деформацій;
- мінералогічно-петрографічна характеристика порід;
- наявність проявів вуглеводнів.

Додаткові сприятливі критерії газоносності чорносланцевих порід це:

- порівняно низька щільність і порівняно висока пористість (понад  $2\%$ );
- сприятливий літологічний склад – тонкозернисті сланцюваті темні (за рахунок ОР) породи з пластиноподібними глинистими мінералами (чорні сланці, чорні аргіліти, рідше алевроліти);
- підвищена кількість кварцу і піриту, а також мікроелементів Cu, Al, Cd, As, Pb, Co, Cr, N, V, Zn, U, Th, Ra, Rn;
- вік продуктивних горизонтів переважно палеозойський.

Як видно із попередніх розділів, чорносланцеві відклади палеозою Волино-Поділля характеризуються сприятливою для газогенерації історією геодинамічного розвитку, наявністю відповідних сланцевих і аргілітових фацій, наявністю проявів вуглеводнів.

#### 4.2.2. Органічна речовина в чорносланцевих відкладах, їх катагенетична зональність та сучасний геотермічний режим

При визначенні кількості органічного вуглецю в породах, були використані методики Рок-Евал (Rock-Eval), Львівського відділення УкрДГРІ та Івано-Франківського національного університету нафти і газу. При порівнянні цих методик було встановлено, що при малих значеннях кількості ОР в породах ( $S_{\text{орг}}$ ), визначених за двома останніми методиками, вони відповідають даним про кількість ТОС, визначеним за методикою Рок-Евал. Найбільш збагаченими ОР на Волино-Поділлі є відклади силуру.

В шельфово-лагунній зоні (Ковельсько-Хотинській) вміст  $S_{\text{орг}}$  становить у відкладах силуру: в св. Володимирівська-1 –  $0,3\%$  (інт. 1988–1998 м) і  $0,5\%$  (інт. 1900–1905 м); в св. Літовеж-1 –  $0,4\%$  (інт. 2804–2885 м); в св. Лудин-15 –  $0,3\%$  (інт. 2560–2568 м); в св. Олесько-1 –  $0,07\text{--}0,19\%$ .

В Перехідній зоні у відкладах ордовіка в свердловині Балучин-1  $S_{\text{орг}}$  –  $0,6\%$  (інт. 2660–2664 м), а в відкритобасейновій (Львівсько-Коломийській) фаціальній зоні у відкладах силуру визначено  $S_{\text{орг}}$  в кількості  $0,4\%$  – в св. Крехів-1 (інт. 4794–4800 м);  $0,3\%$  – в св. Глиняни-1 (інт. 3080–3097 м); в св. Рава-Руська-1  $S_{\text{орг}}$  становить  $1\text{--}1,27\%$ , а в св. Ліщинська-1 –  $0,75\text{--}1,53\%$ . Підвищений вміст  $S_{\text{орг}}$  в цих відкладах зафіксовано в св. Великі Мости-30 – до  $1,2\%$ .

Отже вміст  $C_{орг.}$  в силурійських відкладах змінюється від 0,2 % до 1,53 %.

Таким чином, збільшення вмісту  $C_{орг.}$  спостерігається у глинистих породах, які сформувались у межах відкритобасейнової (Львівсько-Коломийської) структурно-фаціальної зони, де середній вміст  $C_{орг.}$  становить 0,9–1,53 %. У породах рифової та шельфово-лагунної (Перехідної та Ковельсько-Хотинської) структурно-фаціальних зон вміст  $C_{орг.}$  не перевищує 0,07–0,2 %.

Перспективними вважаються пошуки сланцевого газу у сусідній Польщі, де його запаси пов'язують із збагаченими ОР верхньоордовіцькими та нижньосилурійськими граптолітовими сланцями нижньопалеозойського басейну на західному схилі СЄП [165–167]. У центральних частинах Балтійського басейну та Підляської западини породи нижнього силуру, збагачені ОР, належать до відкладів ландоверу, а у східній частині Балтійського басейну та Люблінському регіоні найвищий вміст  $C_{орг.}$  приурочений до порід венлоку. Товщина відкладів ландоверу змінюється від 20 до 40 м. Середній вміст  $C_{орг.}$  у них зазвичай становить 1,0–2,5 %, за винятком Підляшшя, де його кількість сягає 6,0 %.

Товщини відкладів венлоку є значно більшими: вони змінюються від 100 м у південно-східній частині Люблінського регіону до 1000 м у західній частині Балтійського басейну. Вміст  $C_{орг.}$  у Балтійському басейні та Підляшші коливається від 0,5 до 1,3 %. У східній частині Балтійського басейну та у Люблінському регіоні вміст  $C_{орг.}$  є дещо більшим та сягає 1,0–1,7 %.

Породи ордовіку та силуру Балтійського басейну та Люблінського регіону характеризуються високою відбивною здатністю вітриніту –  $R \geq 2$ , що свідчить про їхню термічну зрілість (стадії катагенезу  $MK_4$ – $MK_5$  і  $AK_1$ ), а отже, про спроможність генерувати сухий метановий газ [168, 169].

Територія пошуків сланцевого газу в Польщі межує з Волино-Поділлям, де аналогічні відклади перебувають в подібних умовах, а наявність чорних сланців у вигляді як окремих прошарків, так і пачок встановлено від верхнього протерозою до кайнозою. Особливої уваги заслуговують чорносланцеві формації венду-кембрію, силуру та девону у Львівському палеозойському та Передкарпатському прогінах. Зокрема, у межах північно-східної підзони Зовнішньої зони Передкарпатського прогіну перспективними є венд-кембрійські флішопідні чорносланцеві відклади, представлені сланцюватими аргілітами з тонким перешаруванням їх з темноколірними алевролітами, а також чорні аргіліти лудловського ярусу силуру. Дані про вміст ОР у них відсутні, проте за відповідними аналогами кількість  $C_{орг.}$  тут може становити до 3–5 %.

У ЛПП девонські, силурійські та кембрійські відклади розкриті бурінням. Прошарки і пачки чорних сланців виявлено у розрізах балтійської і бережківської світ. Це дає підстави прогнозувати в ЛПП значні нетрадиційні ресурси газу.

Ступінь катагенезу осадових відкладів ЛПП вивчений за катагенезом вугілля Львівсько-Волинського вугільного басейну, проведена також класифікація його за марочним складом. Найбільше матеріалів є по відкладах нижнього і середнього карбону, які представлені вугіллям марок Г і Ж, що приурочені до етапів мезокатагенезу  $MK_2$  і  $MK_3$  відповідно. За цими даними можна простежити глибинні інтервали залягання вугілля кожної марки. На основі геотермічних градієнтів та з урахуванням температури нейтрального шару Землі встановлено

палеотемператури, за якими визначався ступінь катагенетичних змін порід, карти-схеми зональності якого наведено в роботі П.Ф. Шпака та інших на зрізах глибин 1500 м та 2500 м [226] (рис. 43).

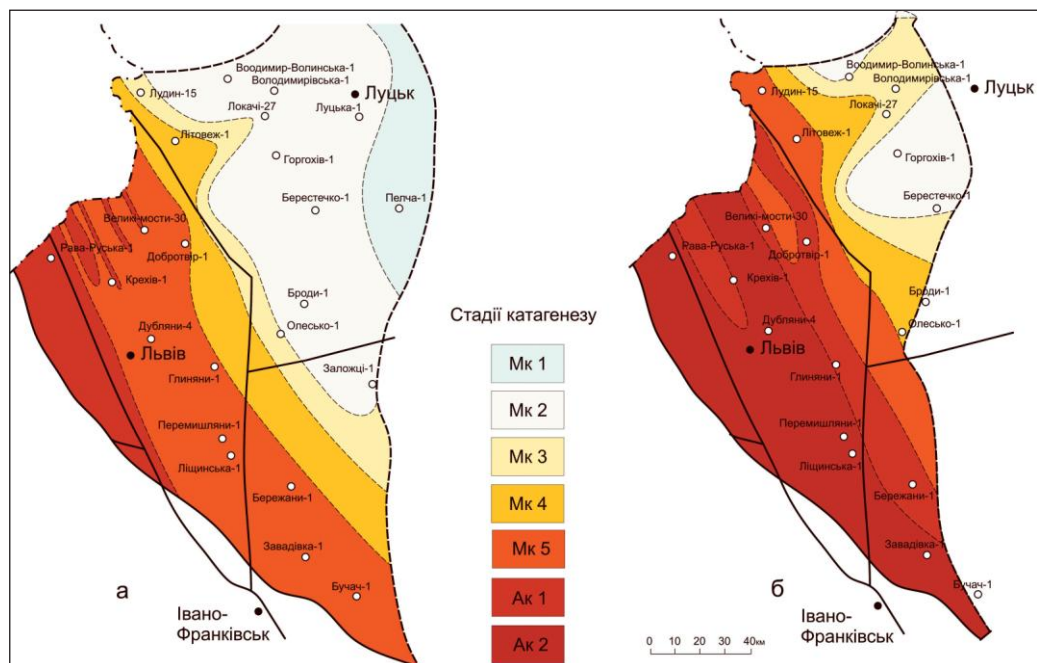


Рис. 43. Карти-схеми катагенетичної зональності палеозойських відкладів північної частини Волино-Поділля на зрізах 1500 м (а) та 2500 м (б) [226]

Аналіз палеотемператур осадової товщі свідчить, що до завершення циклу інтенсивного осадконагромадження відбувалося занурення порід в область вищих температур. Нижня частина розрізу, починаючи з силурійських відкладів, досягла максимальних температур до кінця девонського часу, а з ранньокам'яновугільного віку почалося її поступове охолодження.

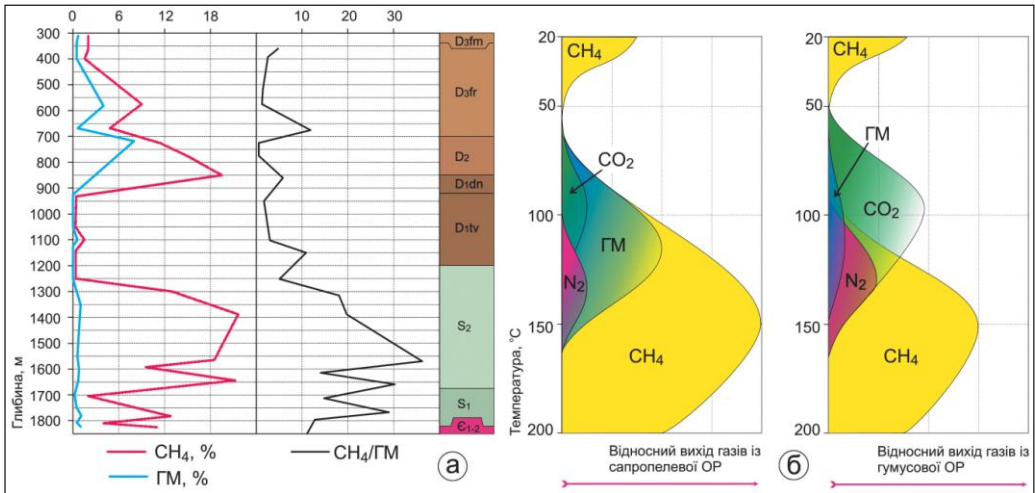
Загальною тенденцією є збільшення ступеня катагенезу у південно-західному напрямку, що певною мірою ототожнюється з сучасними температурами осадового комплексу. На зрізі 1500 м перетворення порід північно-східної і частини центральної території відповідає початковим етапам мезокатагенезу МК<sub>1</sub> і МК<sub>2</sub>, які охоплюють майже половину прогину. В північно-західному напрямку на південному заході простягаються смугасті зони етапів МК<sub>3</sub>, МК<sub>4</sub> і МК<sub>5</sub>, найбільшою з яких є зона етапу МК<sub>5</sub>. На її фоні в прикордонній північно-західній частині виділено декілька вузьких смугастих зон як зменшеного, так і збільшеного катагенезу. Зона найвищого катагенезу АК<sub>1</sub> виділена в районі, що безпосередньо прилягає до Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

На зрізі 2500 м діапазон катагенетичних перетворень осадової товщі виражений етапами від МК<sub>2</sub> до АК<sub>2</sub>. Зона етапу МК<sub>2</sub> розташована на північному сході території у вигляді двох невеликих ділянок, одна – в районі Володимир-



Волинської вузької смути, яка прилягає до регіонального Володимир-Волинського розлому, друга – в районі Сушково-Берестечко. Вони розділені зоною катагенезу МК<sub>3</sub> і затокоподібною заглибленою зоною катагенезу МК<sub>4</sub>. Далі йдуть смугасті зони катагенезу МК<sub>5</sub>, АК<sub>1</sub> і АК<sub>2</sub> північно-західного простягання. Остання зона займає майже третю частину південно-західної території прогину, на котрій в прикордонному північно-західному напрямку встановлена зона АК<sub>1</sub>. Незначні ускладнення, зумовлені етапом катагенезу АК<sub>2</sub>, є також у смугастій зоні АК<sub>1</sub>.

З метою підтвердження високого ступеня катагенезу (МК<sub>5</sub>–АК<sub>2</sub>) у палеозойських відкладах Волино-Поділля досліджено зональність розподілу вуглеводневих газів у розрізі свердловини Олеська-1 (рис. 44). Порівняння її із зональністю газів за матеріалами Дж. Ханта свідчить, що вони подібні.



CH<sub>4</sub> – метан; ГМ – гомологи метану C<sub>2</sub>–C<sub>6</sub>; CH<sub>4</sub>/ГМ – відношення метану до гомологів; CO<sub>2</sub> – діоксид вуглецю, N<sub>2</sub> – азот.

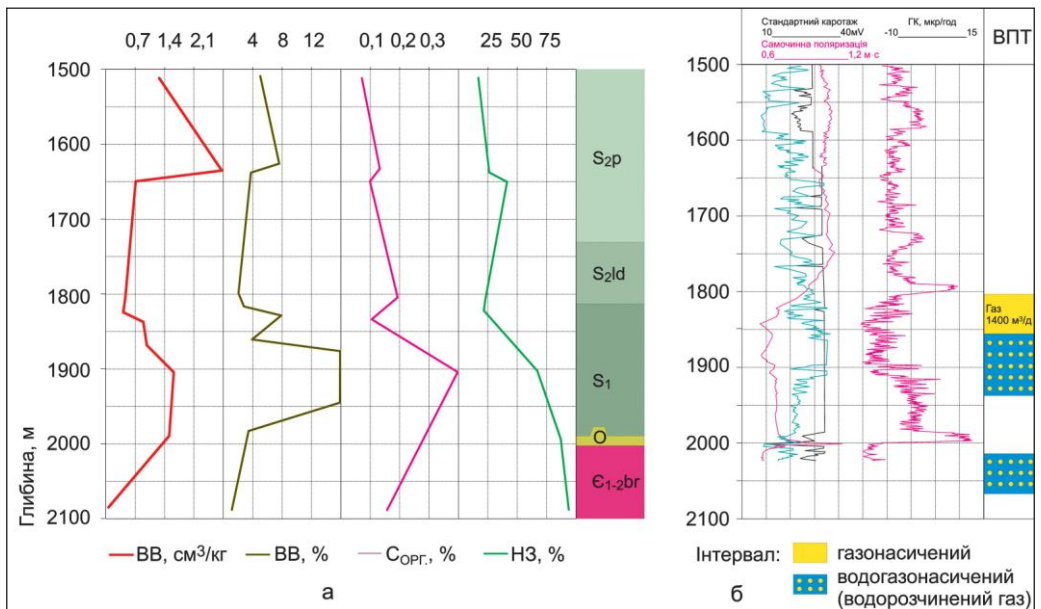
Рис. 44. Зональність розподілу вуглеводневих газів у свердловині Олеська-1 (а) та за Дж. Хантом (б) [138]

Інтервал глибин 550–800 м, де встановлено високий вміст гомологів метану, згідно з діаграмою зональності газів відповідає палеотемпературам 50–80 °С – зоні жирних газів. Істотне зростання вмісту метану у діапазоні глибин 1450–1650 м, згідно з матеріалами Дж. Ханта, відповідає палеотемпературам 150–160 °С – головній зоні газогенерації за Н.Б. Вассоевичем [11].

Отримані результати свідчать, що відклади силуру у св. Олеська-1 перебувають на стадії катагенезу МК<sub>4</sub> – це корелюється із катагенетичною зональністю палеозойських відкладів Волино-Поділля за матеріалами Шпака П.Ф. [226].

На Волино-Поділлі газ із силурійських відкладів дебітом 1,4 тис. м<sup>3</sup>/д було отримано лише у св. Володимирівська-1 з інт. 1807–1862 м за допомогою ВПТ, тому для неї виконано зіставлення результатів випробування з матеріалами геохімічних та геофізичних досліджень. Спостерігається, що інтервали з підвищеною концентрацією C<sub>орг.</sub> характеризуються зростанням газонасиченості розрізу

( $ВВ, \text{см}^3/\text{кг}$ ) та вмісту вуглеводнів ( $ВВ, \%$ ) у компонентному складі газів, а також співпадають з інтервалами, де встановлено деяке збільшення радіоактивності на діаграмі ГК (рис. 45). При зіставленні матеріалів геохімічних досліджень з даними випробування видно, що газ при ВПТ отримано не із збагачених захороненою органікою відкладів, а над ними – в інтервалі 1807–1862 м. Для відкладів цього інтервалу характерні покращені колекторські властивості. Над цим інтервалом, судячи з даних газового каротажу (ГК), розвинені відклади з гарними екрануючими властивостями. Наведене свідчить про міграцію газу, згенерованого глинистими породами з високим вмістом  $C_{\text{орг}}$  у перекривні утворення, де покришкою для його скупчення у випадку св. Володимирівська-1 слугує глинистий вапняк (інт. 1793–1816 м), який проявляє себе зростанням природної радіоактивності на діаграмі ГК.



$ВВ$  – вуглеводні  $C_1$ – $C_6$ ;  $C_{\text{орг}}$  – органічний вуглець;  $H_3$  – нерозчинний у  $H_2O$  залишок породи.

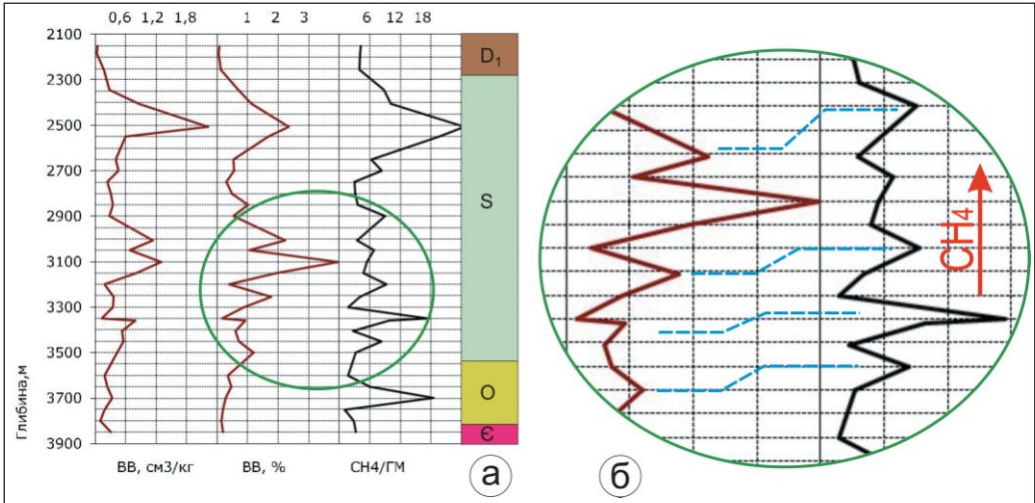
Рис. 45. Розподіл геохімічних показників (а), фрагмент діаграм стандартного каротажу і ГК у діапазоні глибин 1500–2100 м (б) та результати випробування пластів за допомогою ВПТ у розрізі св. Володимирівська-1

З метою вивчення питання щодо акумуляції сланцевого газу розглянемо зміну геохімічних показників у нижній частині розрізу порід силуру св. Ліщинська-1. Результати газометричних досліджень керна вказують на диференціацію метану та його гомологів у компонентному складі сорбованих вуглеводневих газів, що проявляє себе у зростанні концентрації в інтервалах, які містяться над інтервалами з підвищеним вмістом вуглеводнів (рис. 46).

Оскільки породи нижньої частини силуру є нафтогазоматеринськими (вміст  $C_{\text{орг}}$  становить 0,4–0,7 %) та перебувають в умовах «газового вікна» за Н.Б. Вассоевичем [11] – на стадіях катагенезу  $МК_5$ – $АК_1$ , то таке «розшарування»

#### 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

газоподібних вуглеводнів підтверджує вищенаведене припущення щодо міграції згенерованого метанового газу у перекривні породи.



BB – вуглеводні  $C_1-C_6$ ; GM – гомологи метану  $C_2-C_6$ ;  $C_{4-6}$  – вуглеводні  $C_4-C_6$ ;  $CH_4/GM$  – відношення метану до гомологів.

Рис. 46. Розподіл газометричних параметрів у св. Ліщинська-1

Приуроченість максимальних значень усіх газометричних показників до інтервалу 2501–2507 м вказує на те, що саме ця частина розрізу, яка складається з тріщинуватих порід, є зоною акумуляції сланцевого газу, згенерованого силурійськими відкладами з високим вмістом ОР (0,4–1,0 %). Згідно з висновками ГДС у цій частині розрізу виділяється ряд пластів з пористістю 6–10 %, яка може бути спричинена тріщинуватістю порід (рис. 47).

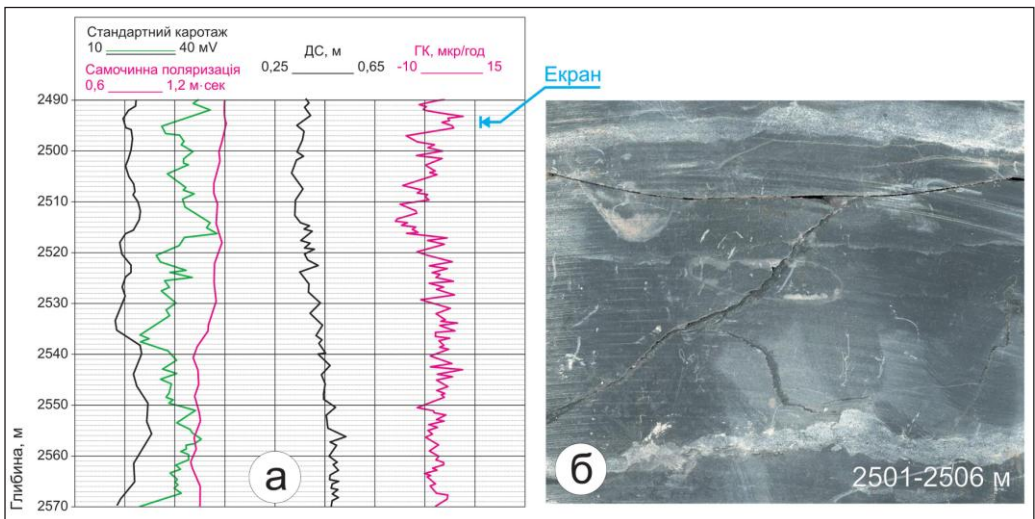


Рис. 47. Фрагмент діаграми ГДС (а) та фотографія пришліфованого ядра з інтервалу 2501–2506 м (б; дані ІГТГК) св. Ліщинська-1

Газоносність тріщинуватих сланців, які перебувають у сприятливих термобаричних умовах, значною мірою залежить також від фільтраційно-ємнісних параметрів перекривних відкладів, тому необхідною умовою їх промислової газонасиченості є наявність над ними екрануючих порід (інтервал 2492–2496 м за даними ГК), що сприяють збереженню нетрадиційних скупчень вуглеводнів.

Слід взяти до уваги дві важливі обставини щодо акумуляції газу в щільних та тріщинуватих чорносланцевих газогенеруючих породах: у перших породи є одночасно і колектором і покришкою, у других – згенерований газ мігрує догори і накопичується під надійним екраном. В останньому випадку для формування скупчення газу необхідна пастка.

Катагенез ОР порід Волино-Поділля вивчений А.В. Хижняковим [139, 140, 141] (рис. 48, 49).

Прийнявши типову шкалу катагенезу розсіяної органічної речовини (РОР) в залежності від глибин занурення палеозойських басейнів (до глибини 1500 м – протокатагенез ПК, або буровугільна стадія; нижче – мезокатагенез МК, або кам'яновугільна стадія) з градаціями вугілля: 1500–2200 м – МК<sub>1</sub> або довгополум'яні; 2200–3300 м – МК<sub>2</sub> або газові; 3300–3700 м – МК<sub>3</sub> або жирні; 3700–4100 м – МК<sub>4</sub>; 4100–4400 м – МК<sub>5</sub>; ще нижче – апокатагенез (АК) з градаціями вугілля: 4400–4900 м – АК<sub>1</sub>; 4900–5500 м – АК<sub>2</sub> або антрацити, А.В. Хижняков провів аналіз карт палеоглибин залягання фанерозойських комплексів Волино-Поділля, з якого випливає, що тільки в кінці лохківського віку раннього девону умови для генерації на початкових стадіях мезокатагенезу виникли в нафтогазоматеринських породах верхньовендського-кембрійського комплексу, до того ж тільки в західній, найбільш зануреній частині басейну. На кінець дністровського часу цей комплекс був занурений тут на глибину понад 2,5 км й опинився у головній зоні нафтогазонакопичення (ГЗН). В кінці карбону, після утворення ЛПП вендсько-кембрійський комплекс на північному заході досяг глибин понад 4 км, що відповідає верхній частині головної зони газоутворення (ГЗГ).

У східному, південно-східному напрямках в міру зменшення палеоглибин залягання цих комплексів зменщувався і ступінь катагенезу ОР до МК<sub>1</sub>-ПК.

Пізньоварисційські складчасті перетворення внутрішньої зони ЛПП зумовили синхронний термальний динамометаморфізм відкладів карбону і верхньої частини девону, перетворивши вугілля і ОР в їх складі до стадій МК<sub>2</sub>-МК<sub>4</sub> на глибинах від 600 м до 1300 м. Наприкінці мезозою подальше занурення вендсько-кембрійського комплексу на заході регіону від 4,5 км до 5,5 км призвело до перетворення в ньому РОР до стадій апокатагенезу.

Даних про вміст С<sub>орг.</sub> в межах перспективних (порівняно з силурійськими породами) чорносланцевих товщ Волино-Поділля, значно менше.

Відклади тиверської серії нижнього девону характеризуються меншим вмістом вуглецю порівняно з породами силуру. В св. Рава-Руська-1, інт. 1234–1727 м С<sub>орг.</sub> становить 0,2–0,4 %, в св. Крехівська-1 в інт. 3100–4200 м С<sub>орг.</sub> – 0,01–0,15 %, в св. Зіньківська-1 в інт. 2700–2750 м С<sub>орг.</sub> – 0,6–0,7 %

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

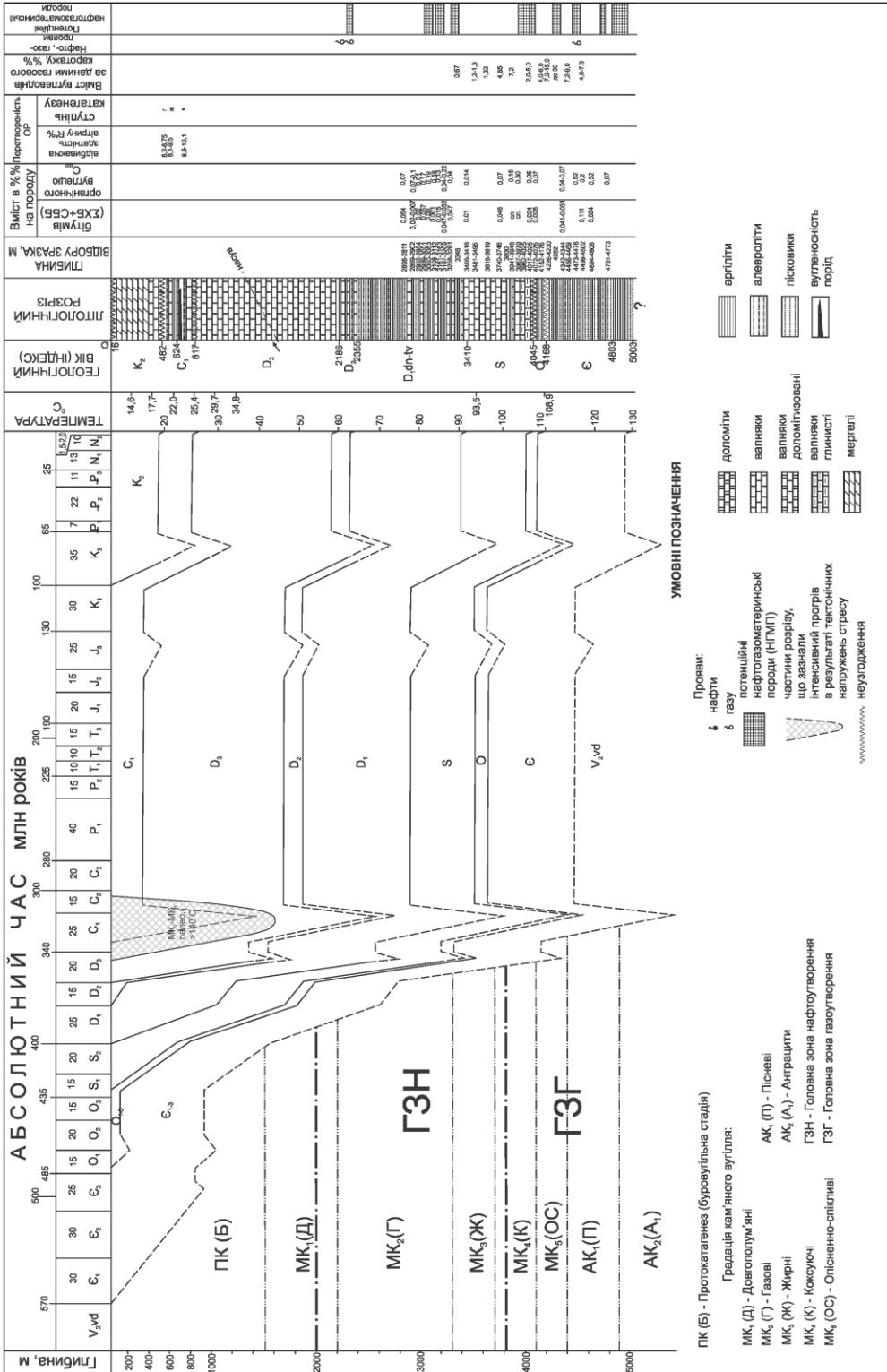


Рис. 48. Графік прогинання та еволюції катагенезу ВВ в розрізі св. Великі Мости-30 [139–141]

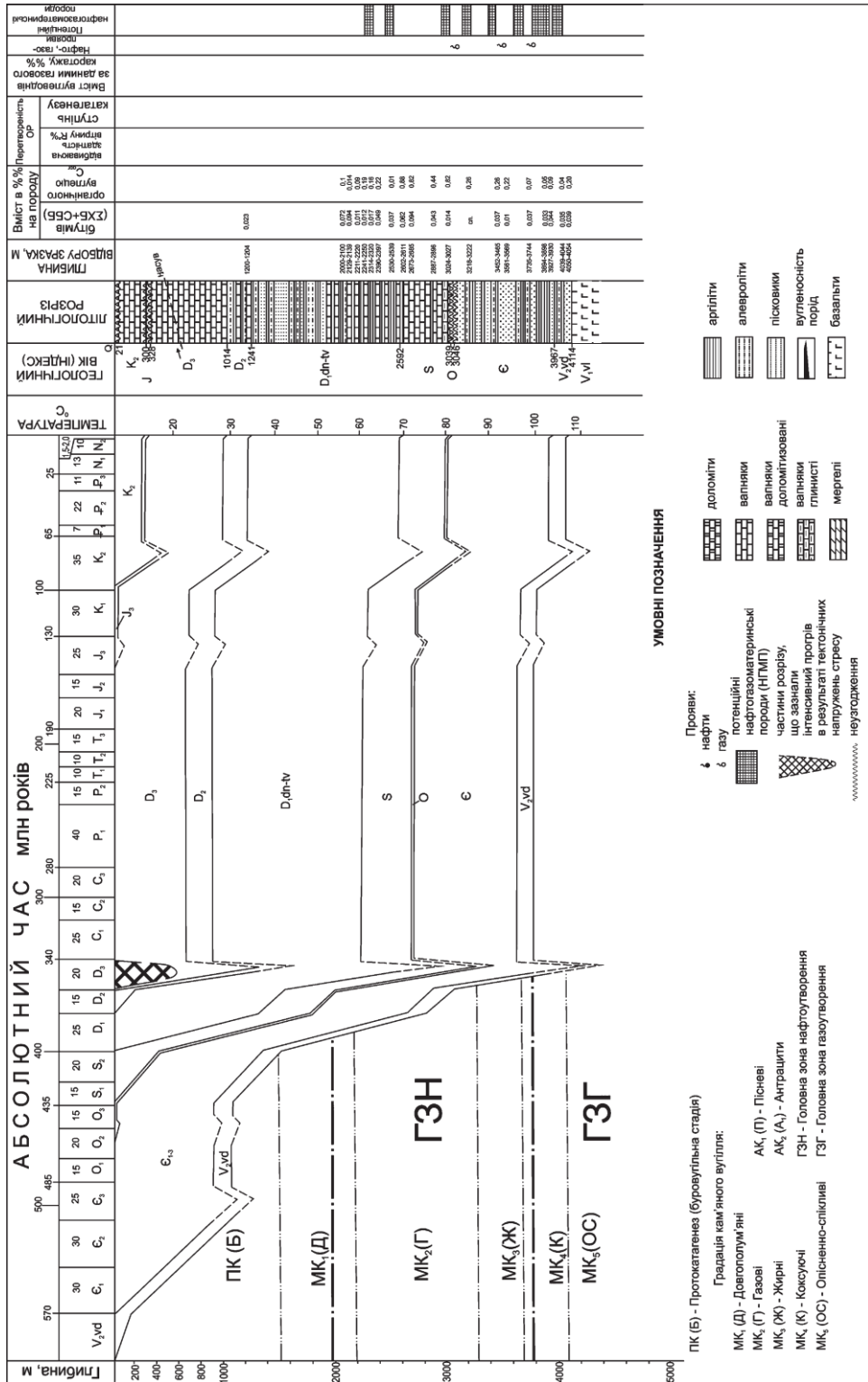


Рис. 49. Графік прогинання та еволюції катанезу ВВ в розрізі св. Перемішляни-1 [139–141]

Валдайські відклади венду за думкою А.Е. Лукіна [86] характеризуються значними катагенетичними змінами, але вміст  $C_{\text{орг}}$  в них невисокий, глинисті товщі балтійської та бережківської серії кембрію хоча інколи і характеризуються вмістом  $C_{\text{орг}}$  до 1,2 %, склад органіки переважно сапропелево-гумусовий.

Відклади карбону характеризуються невисоким ступенем катагенетичних перетворень (ПК<sub>2</sub>–МК<sub>1</sub>), в зв'язку з цим їхня перспективність на «сланцевий» газ не розглядалася, однак вони перспективні на видобуток метану вугільних пластів.

Глинисті відклади мезокайнозою Волино-Поділля не містять чорносланцевих порід, мають низьку стадію термальності зрілості і є безперспективними для пошуку сланцевого газу.

**Сучасний геотермічний режим Волино-Поділля.** Характер природного температурного поля в надрах нафтогазоносних басейнів визначається здебільшого тектонічними, літологічними та гідрогеологічними чинниками. Досвід вивчення геотермічного режиму нафтогазоносних регіонів з різною геологічною будовою показав, що за даними розподілу геотермічних параметрів в осадовому чохла та в породах фундаменту можливо проводити регіональну та локальну оцінку перспектив нафтогазоносності за такими критеріями:

- зони нафтонагромадження, як правило, тяжіють до слабпрогрітих ділянок нафтогазоносних регіонів, а зони газонагромадження – до сильнопрогрітих;
- у вертикальному розрізі осадової товщі прослідковується термобарична залежність зміни фазового стану вуглеводнів від величини пластових температур і тисків у пастках;
- поклади нафти та газу на регіональному температурному полі на однойменних зрізах виділяються локальними аномаліями (нафтові  $\Delta T$  – 4,5 °С – 5,0 °С, газові  $\Delta T$  – 15,0 °С) [113].

Це дає можливість застосувати на території Волинсько-Подільської країни СЄП, в яку входить зона розвитку силурійських рифогенних відкладів, метод оцінки перспектив нафтогазоносності за геотермічними критеріями.

Зупинимося на характеристиці геотермічного поля ЛПП та південної частини Волинсько-Подільської моноклінали. Проведено аналіз розподілу геотермічних параметрів з 89 термограм, 72 замірів температури при проведенні ГДС, 23 – при випробуванні горизонтів на продуктивність. Згідно з вимогами кондиційності температурних замірів (витримка свердловин перед заміром) для побудови геотермічних карт використано дані з 45 глибоких свердловин. Нерівномірна сітка розміщення свердловин не дозволила охарактеризувати окремі тектонічні зони регіону з однаковою детальністю, але загальна картина розподілу регіональних фонових геотермічних параметрів отримана.

На рис. 50 показана схема розподілу температур по поверхні силурійських відкладів. Враховуючи їх різке занурення у західному напрямку, на фоні різкого зростання температур з глибиною не виділяються аномалії, які можна було б зіставляти з вуглеводневими скупченнями. На схемі розподілу температур на глибині 2000 м (рис. 51) видно, що в межах ЛПП значення температур зростають з північного сходу на південний захід від 40 до 60 °С. У північно-східній та східній частинах ЛПП температури становлять 40–45 °С, а в зоні розвитку складок –

50–55 °С. Такий розподіл зумовлений зростанням товщини осадової товщі у цьому напрямку. За розподілом температур фіксуються Луцьке та Ямпільське тектонічні порушення. Вірогідно, Луцький розлом є продовженням Щирецько-Дрогобицького, з яким пов'язують поклади газу. Отримані результати розподілу температур у зоні розлому можуть бути основою для переінтерпретації сейсмічних даних, зокрема, дозволяють встановити регіональний характер Луцького глибинного розлому, що дає додаткові докази високої перспективності досліджуваної території.

Південна частина Волино-Подільської моноклінали характеризується зміною температур з півночі на південь від 50 до 65 °С (район Чернівецької аномалії теплового потоку). На крайньому півдні спостерігається зменшення

температур від 50 до 40 °С з північного сходу на південний захід. Це добре корелюється з розподілом температури на глибині 2000 м у межах Лопушнянського нафтогазопромислового району Передкарпатського прогину [98]. Ковельський виступ, де майже відсутні дані замірів температури в глибоких свердловинах, практично не може бути охарактеризований, але за аналогією з іншими районами тут слід очікувати температури дещо більшої за значеннями, ніж в межах ЛПП. У Боянецькому прогині значення температур не перевищують 45–50 °С.

У ЛПП величина середнього геотермічного градієнта змінюється від 1,55 (район м. Луцьк) до 2,25 °С/100 м (район м. Львів) (рис. 52). Аналіз геотермічних

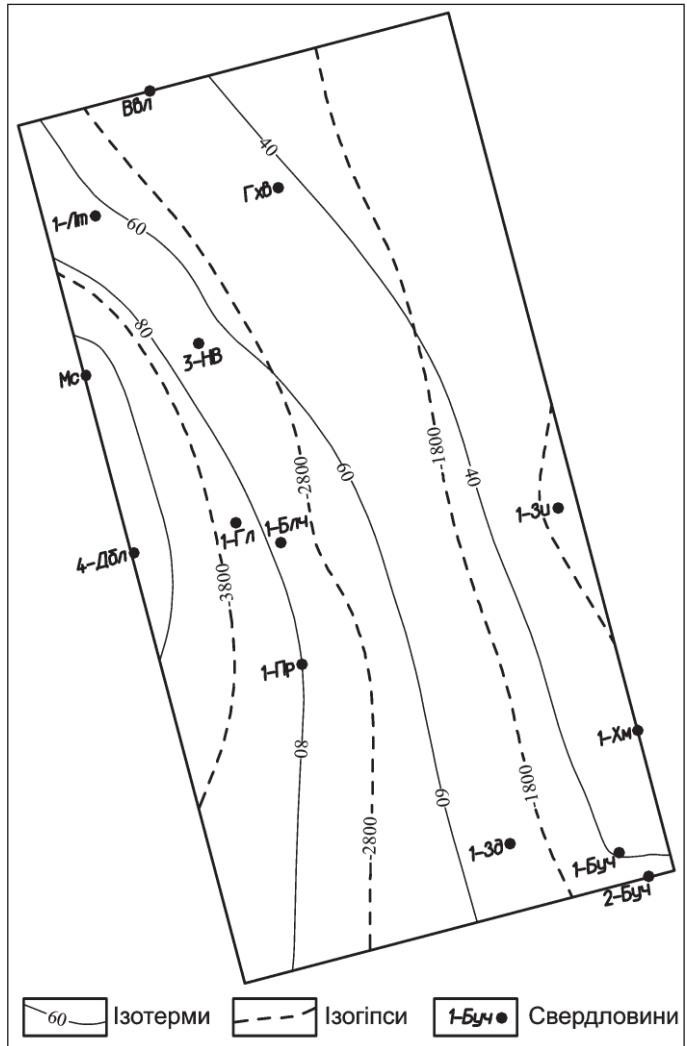


Рис. 50. Схема розподілу температур по поверхні силурійських відкладів



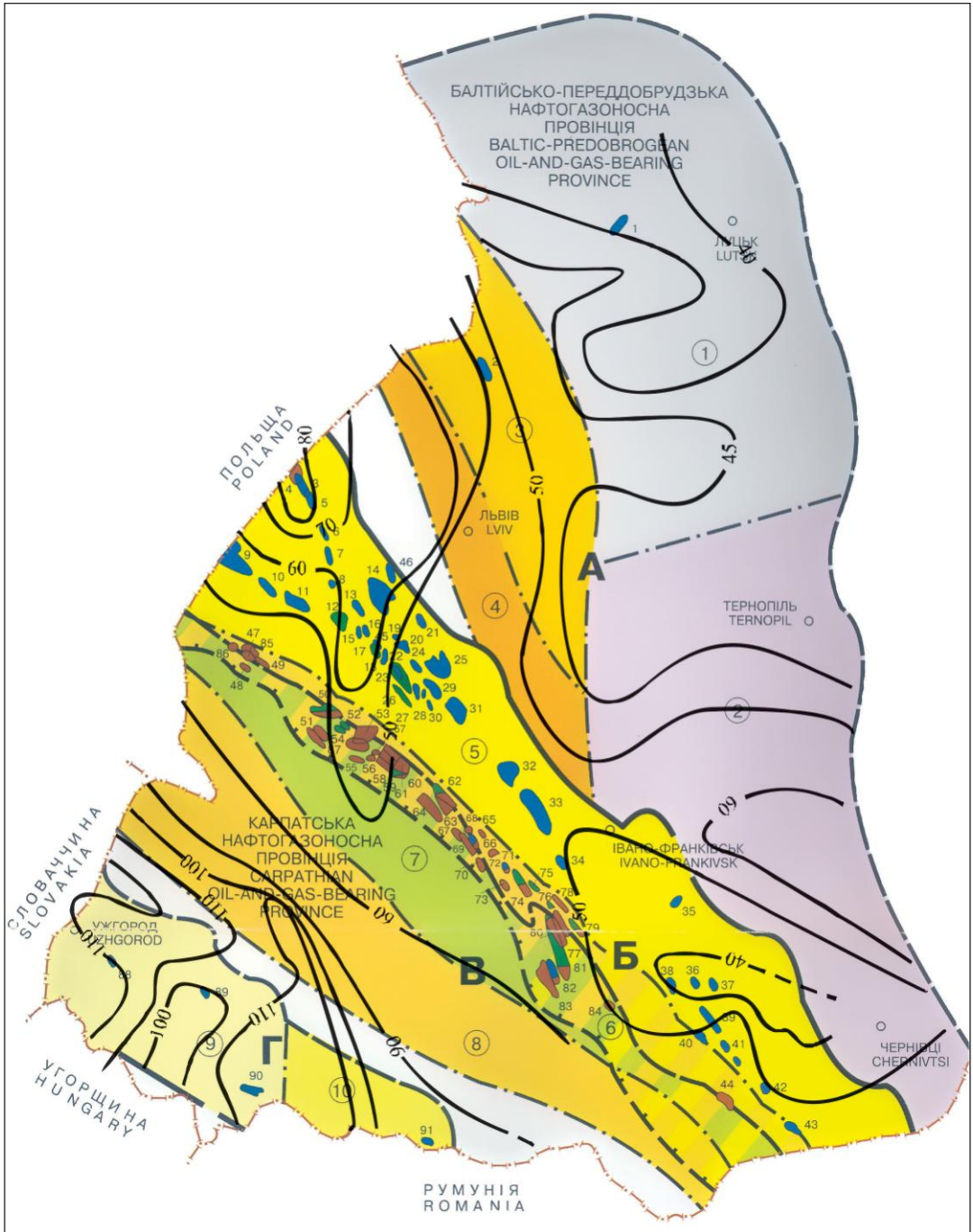


Рис. 51. Схема розподілу температур на глибині 2000 м

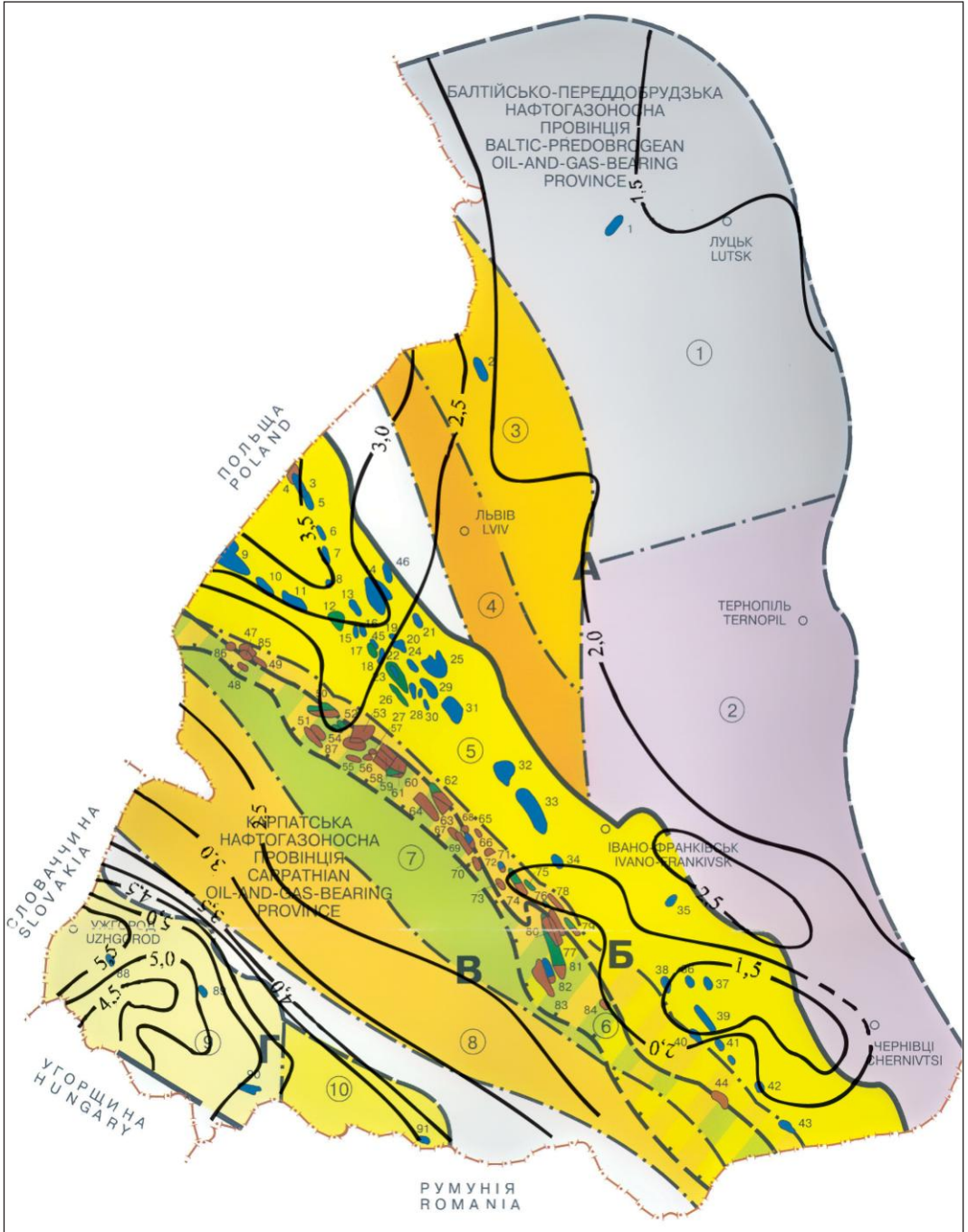


Рис. 52. Схема розподілу середнього геотермічного градієнта

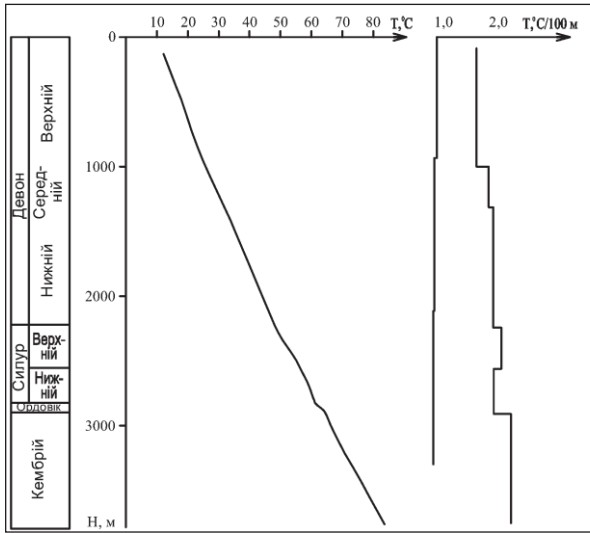


Рис. 53. Геотерма і середні термоградієнти відкладів Волино-Подільської країни СЄП

результатів показав, що в першому наближенні характер зміни температур з глибиною аналогічний для багатьох свердловин незалежно від їх положення як на окремих локальних структурах, так і в тій чи іншій частині Волино-Подільської країни СЄП. Це дозволило побудувати узагальнену геотермограму (рис. 53), яка є зведеною характеристикою теплового режиму досліджуваного регіону.

Розподіл температур з глибиною зумовлений, в основному, зміною теплофізичних параметрів порід. Палеозойський та мезозойський структурні

комплекси представлені теригенними утвореннями – аргілітами, пісковиками та вапняками. Найбільш однорідні за значеннями теплопровідності вапняки верхнього девону, середня теплопровідність яких рівна 3,1–3,5 Вт/м К. Аргіліти карбону, девону та силуру характеризуються приблизно однаковими значеннями теплопровідності, які становлять у середньому 2,0–2,5 Вт/м К. Зовнішня зона прогину характеризується значеннями середнього геотермічного градієнта 1,5 °С/100 м (північна частина) і 1,75–2,00 °С/100 м (південна частина), внутрішня – 1,75–2,25 °С/100 м.

Добре фіксується Луцький глибинний розлом і менш виразно Радеківський. Для південної частини Волино-Подільської моноклінали характерні зміни значення градієнта з північного сходу на південний захід від 2,0 до 1,5 °С/100 м. Подібно розподілу температур на глибині 2000 м виділяється Чернівецька тепла аномалія, де геотермічний градієнт досягає 2,25 °С/100 м. У Боянецькому прогині величини геотермічного градієнта становлять 1,5–2,0 °С/100 м, а в Рава-Руській зоні – 2,5–2,8 °С/100 м. Слід відзначити досить чіткий зв'язок розподілу середніх фонових регіональних геотермічних градієнтів досліджуваної території з величинами їх значень у Передкарпатському прогині, які визначені нами раніше.

Розподіл прогнозних значень температури на глибині 5000 м отриманий шляхом екстраполяції з урахуванням значень теплового потоку, середнього геотермічного градієнта та теплопровідності гірських порід осадового чохла та фундаменту (рис. 54). У Зовнішній зоні ЛПП значення температур змінюються від 80 до 110 °С, причому північно-східніша частина більш прогріта, а південна – холодніша. Внутрішня зона прогину характеризується значеннями температур 110–120 °С.

Для характеристики геотермічного стану порід осадової товщі та фунда-

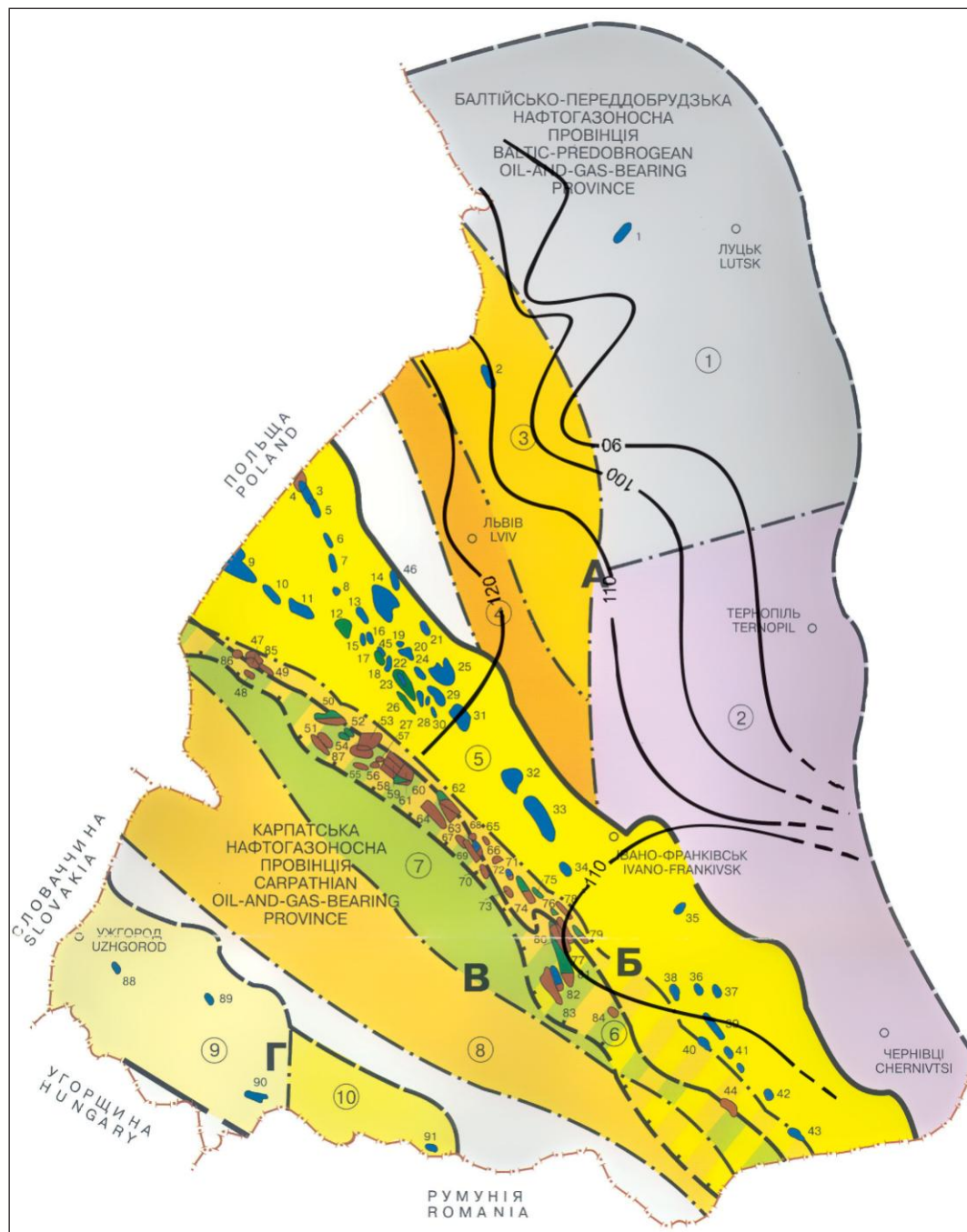


Рис. 54. Схема розподілу температур на глибині 5000 м

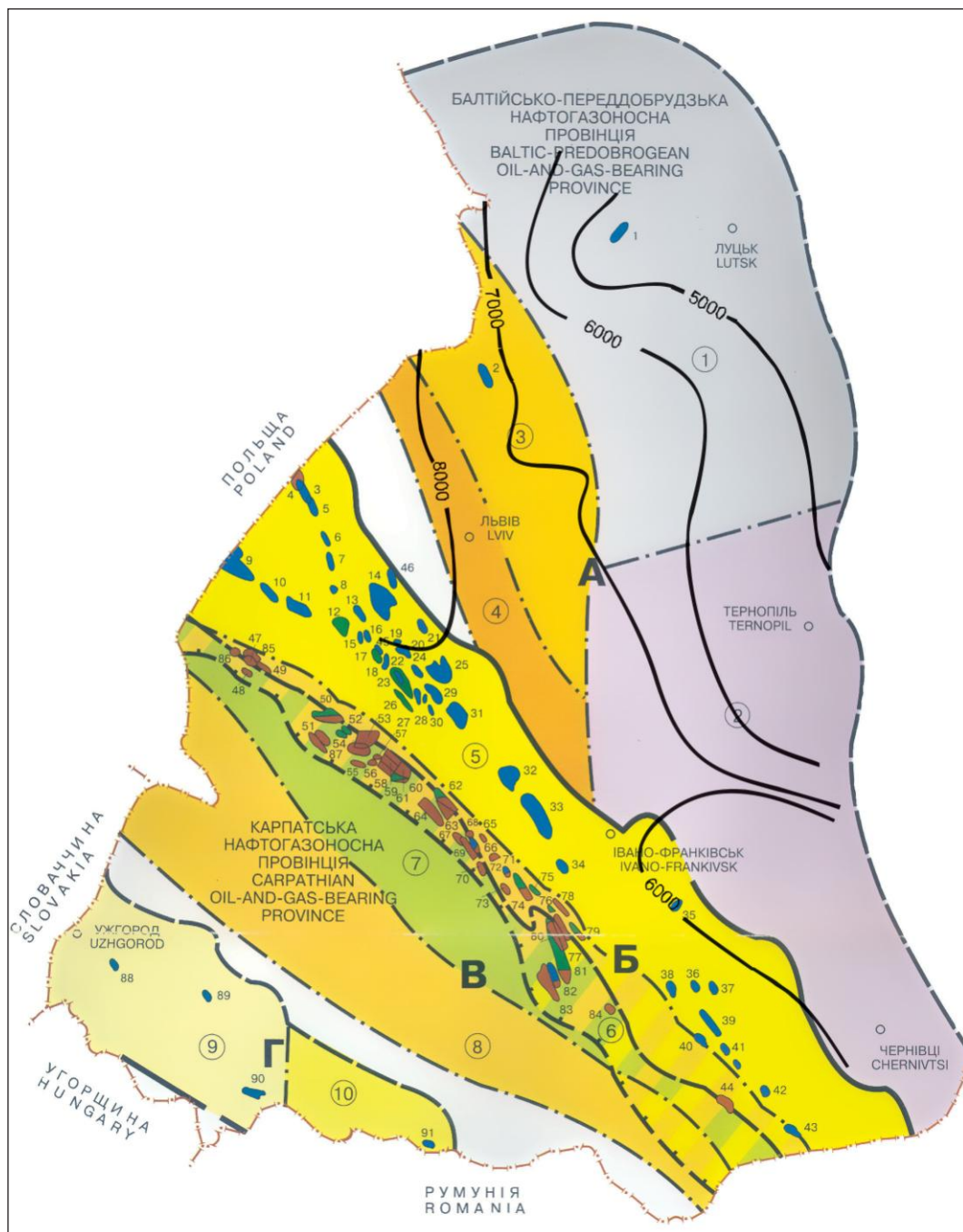


Рис. 55. Схема розподілу глибини залягання ізотерми 150 °С

менту, а також оцінки фазового стану вуглеводнів у вертикальному розрізі побудовано карту глибини залягання ізотермічної поверхні 150 °С (рис. 55). У ЛПП глибини залягання ізотермічної поверхні 150 °С з північного сходу на південний захід змінюються від 9,0 до 5,5 км, у Зовнішній зоні прогину – 9,0–7,0 км, Внутрішній – 7,0–5,5 км, в південній частині Волинсько-Подільської моноклінали – 9,0–7,0 км, в зоні Чернівецької теплової аномалії – 6,0 км. Величини теплових потоків майже на всій території змінюються мало та становлять 38–46 мВт/м<sup>2</sup>. Виділяється лише відносно вузька смуга, яка простягається від Белза до Кам'янки-Бузької, де потоки збільшуються до 52–65 мВт/м<sup>2</sup>. Найбільш високі потоки (65–70 мВт/м<sup>2</sup>) спостерігаються в межах Немирівського блоку. Теплові потоки 55–65 мВт/м<sup>2</sup> найтипівіші для областей герцинської складчастості.

З отриманих результатів геотермічних досліджень можна зробити певні висновки: в регіональному плані перспективними ділянками для пошуків газових покладів слід вважати північно-західну частину ЛПП, а нафтових – південну частину Волинсько-Подільської моноклінали; глибини залягання ізотерми 150 °С дозволяють стверджувати, що нафтові поклади можуть зустрічатися на глибинах до 6–7 км; важливим є визначення характерних геотермічних параметрів для окремих літолого-стратиграфічних товщ, тому необхідно проводити детальні геотермічні дослідження в межах даної території.

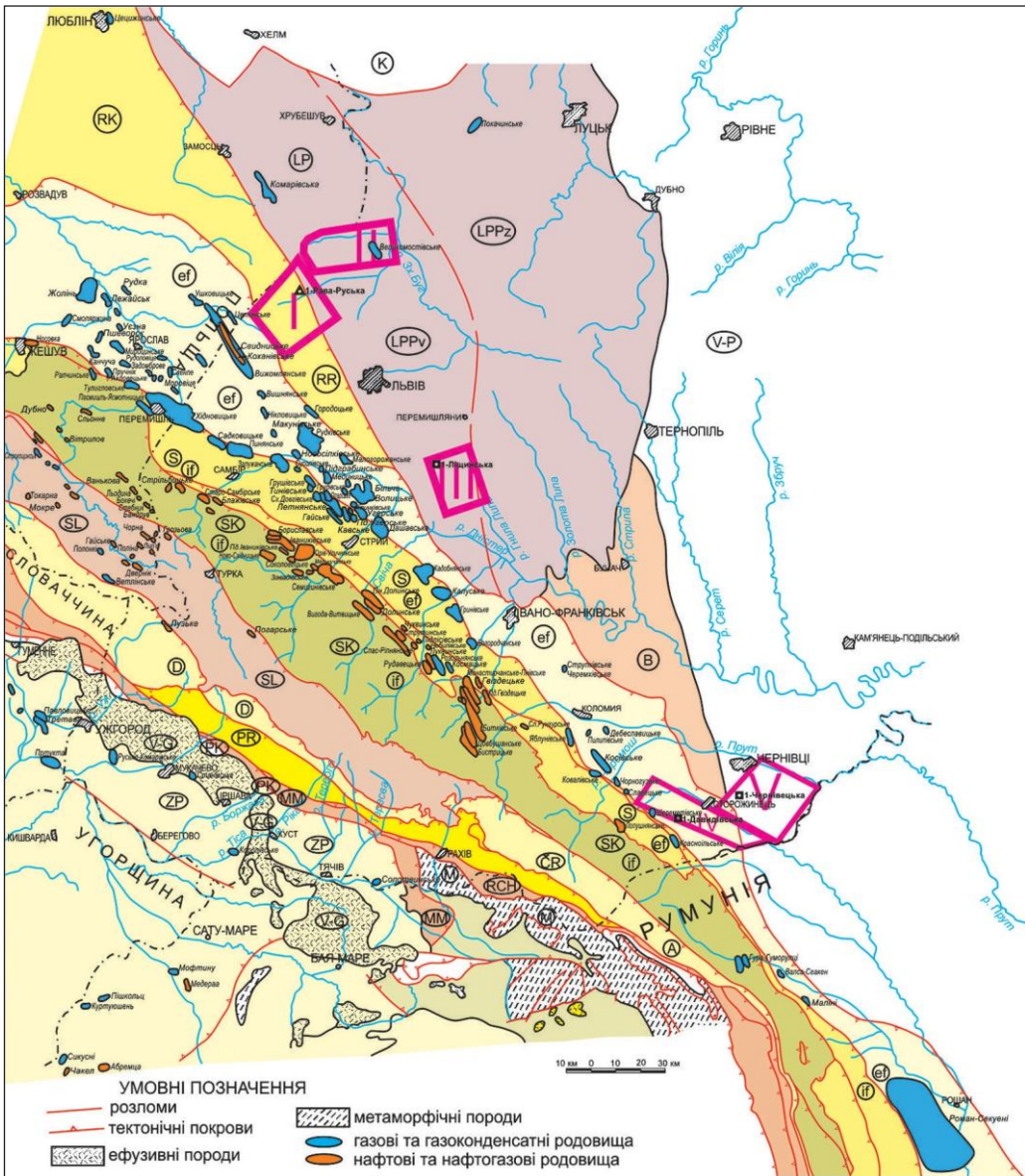
### 4.3. ВИБІР ПЕРСПЕКТИВНИХ ДІЛЯНОК

При виборі перспективних ділянок для пошуків сланцевого газу на Волино-Поділлі враховувалися розглянуті вище основні і додаткові критерії газоносності чорносланцевих товщ. Окрім того, були враховані рельєф, заселеність, економічний стан територій, промислове і сільськогосподарське навантаження та забезпеченість водними ресурсами. Особливо важливою була наявність достатнього фактичного достовірного геолого-геофізичного матеріалу, тому на кожній із ділянок була вибрана базова найбільш інформативна свердловина і детально проаналізовані дані її буріння. Все це, а також викладене в попередніх розділах книги дозволило вибрати такі перспективні ділянки: Рава-Руську, Східноліщинську, Давидівську (румунська назва – Давиденівська), Белзьку площею близько 500 км<sup>2</sup> кожна (рис. 56). Перші дві ділянки розташовані у Львівській області, Східноліщинська – у Львівській та Івано-Франківській областях, Давидівська – в межах Чернівецької області. Перспективними вважаються Лудинсько-Монастирецька та Бережанська зони.

#### 4.3.1. Рава-Руська ділянка

Рава-Русько-Крехівська ділянка розташована у північно-західній частині Волино-Поділля (рис. 57). В її межах пробурені дві глибокі свердловини (опорна Рава-Руська-1 і параметрична Крехів-1) та десятки структурно-пошукових свердловин. Встановлено, що в будові ділянки беруть участь палеозойські і мезозойські відклади (справи св. Рава-Руська-1, Крехівська-1).

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ



Східноєвропейська платформа: К – Ковельський виступ; V-P – Волино-Подільська монокліналь; B – Боянецький прогин; LPP – Львівський палеозойський прогин; LPP (z) – Зовнішня зона; LPP (v) – Внутрішня зона; LP – Люблінський прогин.

Західноєвропейська платформа: RR – Рава-Руська зона; RK – Родомсько-Красніцьке підняття. Передкарпатський прогин: ef – Зовнішня зона передового прогину; if – Внутрішня зона передового прогину; S – Самбірська зона.

Карпати: SK – Скібова зона; SL – Сілезький (Кросненський) покрив; D – Дуклянський покрив; CR – Чорногорський покрив; A – покрив Аудія; PR – Поркудецький покрив; MM – Магурський покрив; RCH – Рахівський покрив; M – Мармароський масив; PK – зона Пенінських скель; ZP – Закарпатський прогин; V-G – Вигорлат-Гутинська гряда.

Ділянки, перспективні для пошуку сланцевого газу: I – Рава-Руська; II – Белзька; III – Східноліщинська; IV – Давидівська; V – Байраківська ділянка сланцевого газу і газу щільних колекторів.

Рис. 56. Тектонічна схема і розташування родовищ нафти та газу в Східних Карпатах і прилеглих територіях

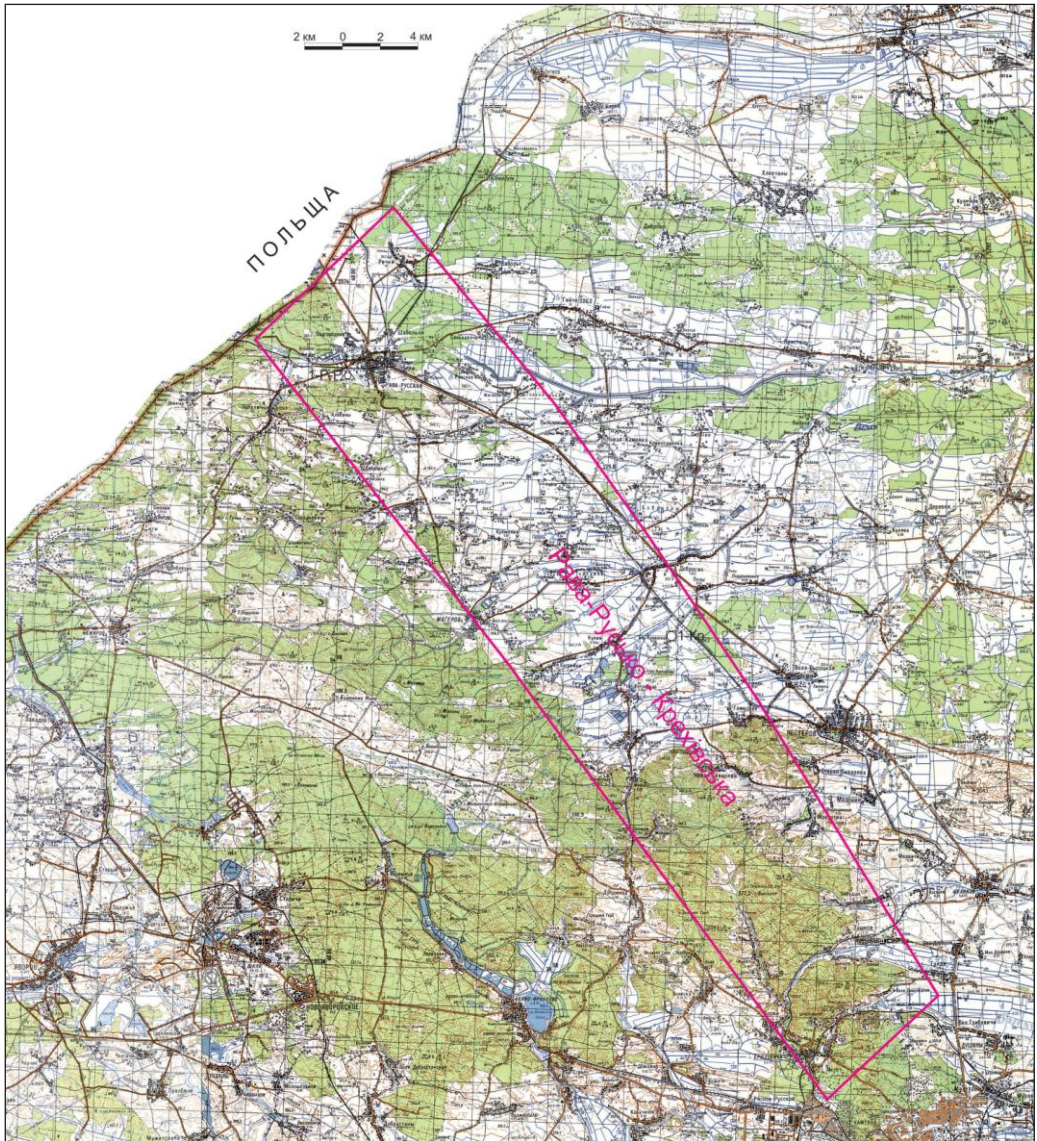


Рис. 57. Оглядова карта Рава-Руської ділянки

Стратиграфічний розріз, розкритий св. Рава-Руська-1, такий:

- 0–20 – четвертинні відклади;
- 20–920 – крейда;
- 920–1231 – верхня юра;
- 1231–1740 – нижній девон, тиверська серія;
- 1740–2960 – силур.

Стратиграфічний розріз, розкритий св. Крехів-1, такий:

- 0–10 – четвертинні відклади;
- 10–973 – верхня крейда, сенон;



- 973–983 – верхня крейда, сеноман;
- 983–1306 – юра;
- 1306–1505 – середній девон;
- 1505–1704 – верхній девон;
- 1704–1860 – середній девон;
- 1860–3060 – нижній девон, дністровська серія;
- 3060–3690 – нижній девон, тиверська серія;
- 3690–4830 – силур.

Надамо стислу літолого-стратиграфічну характеристику відкладів.

*Кембрійські відклади.* Розріз палеозою починається з кембрійських відкладів, розкритих св. Ставчани-1 (інт. 1513–2141 м), пробуреною на захід від ділянки, і Дубляни-4 (інт. 4312–4733 м), пробуреною на південний схід від ділянки.

Перша свердловина розкрила дислоковані кембрійські відклади безпосередньо під мезозойським чохлам, друга – під ордовицько-силурійською товщею. Кембрійські відклади в цих свердловинах представлені чергуванням пісковиків і алевролітів з прошарками аргілітів. Пісковики від ясно-сірих до темно-сірих кварцитоподібні дрібнозернисті невапнисті слюдисті міцні. Алевроліти темно-сірі, майже чорні невапнисті слюдисті. Аргіліти темно-сірі, майже чорні невапнисті слюдисті хлорит-серицитові. Породи характеризуються значними епігенетичними змінами (регенерація зерен кварцу, хлоритизація, елементи сланцюватості) і новомінеральними утвореннями (титанисті і пірофілітоподібні мінерали), сильною зім'ятістю, дзеркалами ковзання, значними кутами падіння (40–90°), поганими колекторськими властивостями. Повна товщина кембрійських відкладів у межах ділянки не встановлена, можливо вона більше 2000 м.

*Ордовицькі відклади.* Ордовицькі відклади представлені сірими полідетритово-криноїдними вапняками і темно-сірими глинистими сланцями. У св. Дубляни-4 вони розкриті в інтервалі 4302–4312 м.

*Силурійські відклади* в межах ділянки частково розкриті свердловинами. Повний розріз розкрито св. Дубляни-4 в інтервалі 3270–4302 м. У пробурених свердловинах це аргіліти, зрідка з тонкими прошарками глинистих вапняків чи мергелів. Мікропрошарки мають товщини 0,02–0,2 мм. Аргіліти темно-сірі і чорні, вапнисті і не вапнисті, місцями алевролитисті (до 15–35%), піритизовані, мікрошаруваті, щільні, міцні. Породи складені глинистим чи серицитокременистим матеріалом, який має чорний колір за рахунок тонкорозсіяного піриту. Вапняки темно-сірі глинисті доломітизовані.

Відклади силуру в межах ділянки характеризуються елементами сланцюватості і не завжди чітко вираженого кліважу. Так, у св. Крехів-1 він проявляється в основному за нашаруванням, а в інт. 4540–4655 м і 4794–4800 м – під кутами 70° і 15–30° до нашарування, що, можливо, пов'язане з мікроскладчастістю відкладів. Окрім кліважу, в породах є короткі (3–7 см) тріщини з кутами до 75°, які заліковані кальцитом з піритом. Породи силуру лежать під кутами від 15° до 90° (у середньому близько 45°).

*Девонські відклади* представлені нижнім, середнім і верхнім відділами. Нижньодевонські відклади в нижній частині аналогічні до силурійських, це чорні аргіліти з прошарками алевролітів і сірих вапняків. Догори за розрізом

вони збагачуються алевролітами, а в самих верхах з'являються пісковики і строкатоколірні породи. Розкрита товщина нижньодевонських порід коливається від 1500 м до 2400 м. Вони лежать під кутами від 20° до 80°. Породи середнього девону характеризуються темно-сірим кольором, великою глинистістю вапняків і доломітів, майже повною відсутністю пісковиків, великою щільністю і підвищеною тріщинуватістю. Товщина відкладів середнього девону понад 175 м, а верхнього – до 1000 м. На захід від м. Жовква значна частина франського ярусу зрізана вищезалеглими відкладами.

*Кам'яновугільні відклади* представлені нижнім відділом (візейський і наюрський яруси). Це перешарування аргілітів, алевролітів, рідше пісковиків. Зустрічаються прошарки вапняків і вугілля. Товщина до 700 м.

*Відклади мезозою* зі стратиграфічною і кутовою незгідністю перекривають палеозойські відклади. Вони представлені теригенно-вапняковими породами юри і крейди. Товщина мезозойського чохла в межах ділянки понад 1000 м.

**Історія геологічного розвитку.** В кембрійський час територія Волино-Поділля прогинається, найбільш занурюється територія Рава-Русько-Крехівської ділянки. Активність рухів постійно нарощується, про що свідчить збільшення піскуватості верхньої частини кембрійського розрізу. У пізньокембрійський час внаслідок салаїрської складчастості кембрійська товща деформується, в межах ділянки утворюються складки з кутами 60–90°, а на північний схід від неї з кутами до 20°. Територія Волино-Поділля піднімається і настає перерва в осадонагромадженні, яка триває до пізньоордовіцького часу, коли відбувається незначне прогинання, занурюється Рава-Русько-Крехівська ділянка. На території Волино-Поділля утворюється пологий прогин і басейн з нормальними морськими умовами. В кінці ордовіку і на початку силуру відбувається підняття території, відслонюється суша, яка зазнає денудації. Ерозія була неглибока, бо вже в ранньому силурі починається потужна трансгресія, яка охоплює Волино-Поділля. В силурі інтенсивність прогинання нерівномірна. В східній частині формуються шельфові умови, де періодично утворюються рифові бар'єрні споруди і лагунні відклади, у західній – глибоководні. Тут відбувається інтенсивне занурення з накопиченням чорних глинистих сланців, яке триває майже до ранньодевонського часу.

Жедин-зигенський час знаменує новий етап розвитку Волино-Поділля. В геосинклінальній області внаслідок нижньодевонської фази складчастості виникає суходіл, до якого зі сходу прилягає вузька неглибока западина північно-західного простягання – Боянецький крайовий прогин, де накопичується маласоїдна червоноколірна товща, характерна для передгірських прогинів [36, 37]. Складчастість утворює круті складки на захід від Рава-Руського розлому і пологі (10–20°) на схід від нього і перетворює всю територію на сушу, де починається активний ерозійний процес, який особливо проявився у східних районах.

Перерва в осадонагромадженні тривала до живетського часу, коли територія Волино-Поділля прогинається, утворюється мілке море, в якому в східних районах накопичуються сульфати і сульфатизовані доломіти, а в західних – доломітизовані вапняки і доломіти.

Внаслідок прогинання утворилася депресія північно-східного простяган-

ня, паралельна до Володимир-Волинського розлому, що була протокою, якою поєднувалися Львівський і Прип'ятський басейни у періоди максимального підняття рівня моря. Прогинання території у пізньодевонський час стає більш інтенсивним, найглибше занурення відбувалося у західних районах, у тому числі й Рава-Русько-Крехівської ділянки. На початку кам'яновугільного часу відбувається підняття території, утворюється суша, яка денудується. Найбільшого підйому і денудації зазнала територія даної ділянки. Тут ерозія зрізає значну частину фаменських відкладів. У середньовізейський час знову починається прогинання, але мінливе. Територія то виходила з-під моря і перетворювалася на заболочену низину, то знову покривалася морем. Такі нестійкі тектонічні умови тривали до середньокам'яновугільного часу, коли внаслідок судетської фази герцинського орогенезу відбувався підйом всієї території.

Герцинський орогенез проявився насуванням нижньопалеозойських відкладів на середньопалеозойські, складчастістю і насувами в західній частині ЛПП, особливо в Зашківсько-Жовківській і Рава-Руській складчастій зоні, де утворилися круті вузькі складки. Після цього на всій території встановлюються континентальні умови, які тривали понад 100 млн р., починаючи з пізньокам'яновугільного до середньоярського часу. Протягом цього періоду відбувається розмив відкладів палеозою. В районі ділянки відбуваються інтенсивні ерозійні процеси. Вони зрізають майже двокілометрову товщу девон-кам'яновугільних відкладів Зашківсько-Жовківської зони і сидур-нижньодевонських – Рава-Руської зони (район св. Ставчани-1). На пенепленізовану доюрську поверхню виходять в першій зоні середньо- і нижньодевонські відклади в ядрах антиклінальних складок, а в ядрах синкліналей – відклади карбону. В межах другої зони в ядрах антикліналей виходять кембрійські відклади. У пізньоярський час починається опускання території Волино-Поділля. У західній частині воно більш інтенсивне, формується Стрийський прогин. В кінці юрського – на початку крейдового часу відбувся підйом території, який закінчився в альбський час. Починається нове прогинання, пов'язане з формуванням Львівсько-Люблінського крейдового прогину, яке супроводжується великою трансгресією. В кінці крейди відбувається регресія моря і поверхня верхньої крейди піддається ерозії. У третинний час виникають часті підйоми і занурення, які супроводжуються чергуванням континентальних і морських режимів.

**Тектонічний нарис.** Волино-Поділля входить до складу Східно- і Західно-європейської платформ. Межа між ними однозначно не встановлена. Частина дослідників вважає, що її треба проводити по Рава-Руському розлому, проте більшість вважає, що вона проходить по Радехів-Рогатинському розлому. Дехто виділяє перехідну зону, яка розташована між Радехів-Рогатинським розломом і Зашківсько-Жовківськими складками. На нашу думку, більш переконливі дані свідчать про те, що саме Радехів-Рогатинський розлом (зона ТТ) є межею між двома платформами. На схід і захід від нього поверхні Мохоровичича і Конрада та «базальтового» шару мають відмінні характеристики. Гравітаційне і магнітне поля по обидва боки від розлому теж мають відмінні. Спостерігається різниця товщин, фаций і структурно-тектонічної будови палеозойських від-

кладів. На захід від розлому поширені антиклінальні лінії північно-західного простягання, ускладнені насувами («Бузький синклінорій»). На його фоні перед Рава-Руським розломом виділяється смуга з крутими до 70° складками («Зашківсько-Жовківський антиклінорій»). Її дзеркало складчастості майже на 1000 м гіпсометрично вище «Бузького синклінорія».

Рава-Руська ділянка охоплює частину Рава-Руської складчастої зони і Зашківсько-Жовківського антиклінорія (зона зчленування Східно- і Західно-європейських платформ).

В Жовківському антиклінорії розвинені лінійно-складчасті структури північно-західного простягання, які супроводжуються насувами і поперечними порушеннями. Антиклінальні структури ширші за синклінальні. Їх південно-західні крила ширші і більш пологі, ніж північно-східні. Останні короткі і круті (до 60°), ускладнені насувами. У склепіннях антиклінальних складок на домезозойську поверхню виходять верхньо- та середньодевонські, а місцями навіть нижньодевонські відклади. На крилах виходять відклади карбону. Ядра синкліналей теж складені відкладами карбону. Це видно на поперечному розрізі через св. Крехів-1 (рис. 58), на поперечному розрізі через св. Дубляни-4 (рис. 59). На ділянці проведена геологічна зйомка масштабу 1:200 000, геологічний розріз I-I (рис. 60). За результатами сейсмічних досліджень подаємо сейсмогеологічний розріз 15089 (II-II), на якому показані св. Рава-Руська-1 та Крехів-1 (рис. 61).

**Газоносність.** Палеозойські відклади перспективні щодо вуглеводнів. Під час буріння свердловин відмічалися чисельні газопрояви. Так, при бурінні свердловини Крехів-1 в нижньодевонських аргілітах спостерігалися газопрояви у вигляді розгазування глинистого розчину. Аномальний вміст газу в розчині (60–70 %), за газокаротажними показниками, встановлено в інтервалі 4061–4245 м.

За межами ділянки в св. В. Мости-30, яка розташована в Бузькому синклінорії, під час буріння в силурійських відкладах відмічалися аномалії вмісту вуглеводнів у розчині до 1,3 % при фоні 0,33 % в інт. 3481–3495 м і 3610–3618 м, а в інт. 3800–3883 м і 3900–4028 м відповідно 2 % і 5 % при фоні 0,14 %.

В св. Перемишляни-1 (Бузький синклінорій) при бурінні в нижньодевонських відкладах (інт. 2170–2180 м) спостерігався підвищений вміст вуглеводнів (4 % при фоні 0,4 %). У свердловині за даними газокернового аналізу аргіліти тиверського ярусу і силуру вміщують від 62,7 см<sup>3</sup>/кг до 116,9 см<sup>3</sup>/кг вуглеводнів. Вміст тяжких вуглеводнів до 18,2 см<sup>3</sup>/кг. За даними БКЗ у низах силурійської товщі відмічені газонасичені пласти.

Необхідно зазначити, що на території Польщі виділена широка смуга, перспективна щодо пошуків вуглеводнів у нижньопалеозойських відкладах. У цій смузі аргіліти характеризуються вмістом ОР 1–2 % і умовами, сприятливими для генерації газу і утворення покладів сухих газів з невеликим вмістом азоту. Рава-Русько-Крехівська ділянка розташована на південно-східному продовженні цієї смуги. У св. Рава-Руська-1 в аргілітах  $S_{орг}$  досягає 1–1,27 %, зафіксовано незначний вміст (до 0,00008 %) маслянистого бітуму, в той час як в межах шельфової частини силурійського басейну в свердловині Олесько-1 в цих відкладах  $S_{орг}$  – 0,07–0,19%, а вміст бітумної речовини до 0,06 %.

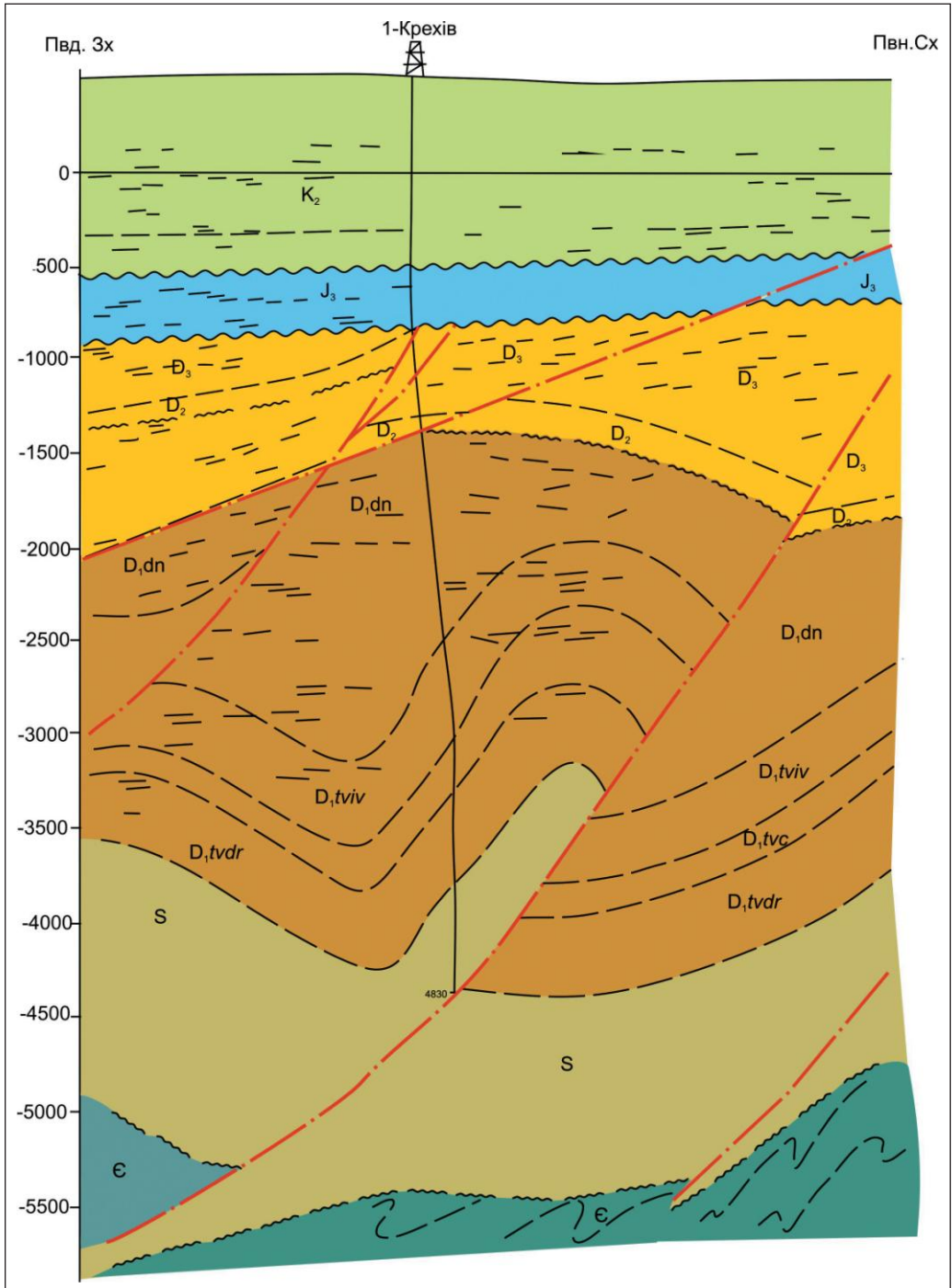


Рис. 58. Геологічний розріз через св. Крехів-1

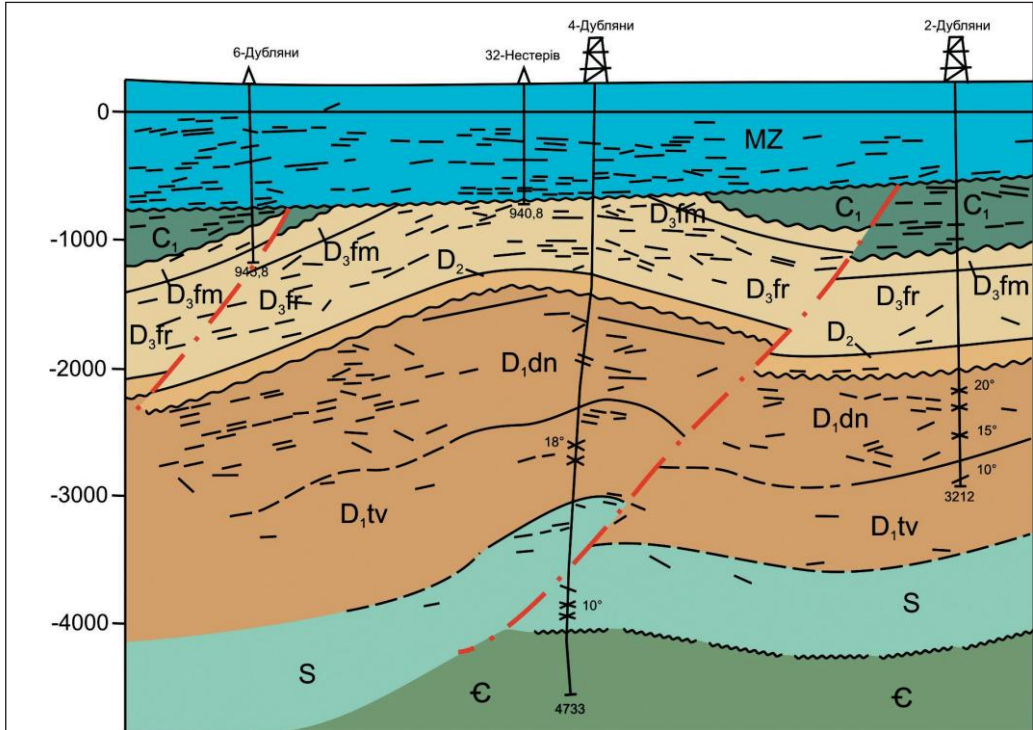


Рис. 59. Геологічний розріз через св. Дубляни-4 – Дубляни-2

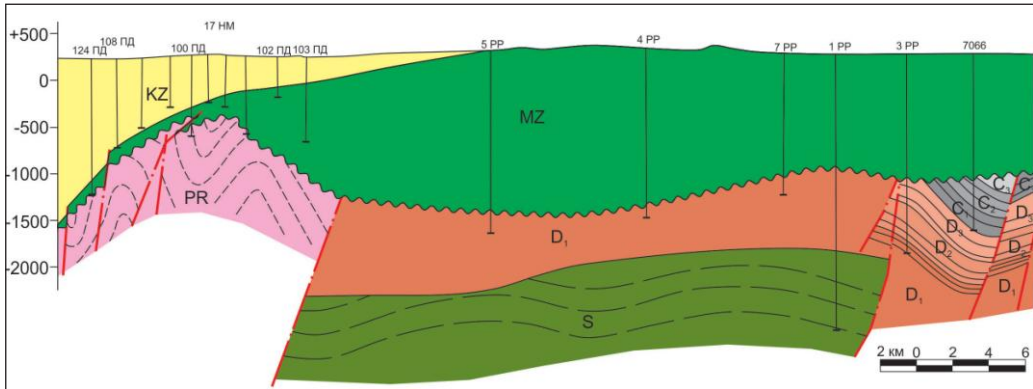


Рис. 60. Геологічний розріз по лінії I-I

*Літолого-петрографічна та мінералогічна характеристика відкладів тиверської серії (борцівський горизонт) нижнього девону та силуру.* В межах Рава-Русько-Крехівської ділянки ця частина палеозойського розрізу представлена одноманітною товщею, яка складена темно-сірими і чорними аргілітами з прошарками в нижній частині алевролітів та вапняків. Ця товща порід лежить під крутими кутами. Вона розкрита св. Рава-Руська-1 і Крехів-1. Найкраще

#### 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

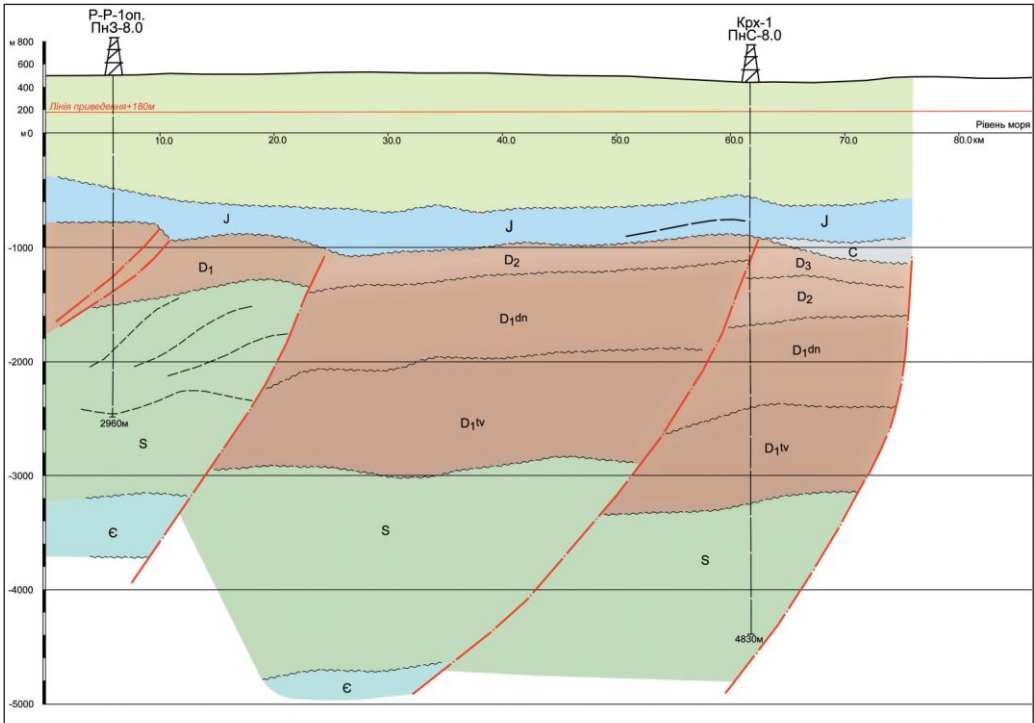


Рис. 61. Сейсмогеологічний розріз за профілем 15089 (II-II), за даними ЗУГРЕ

вона вивчена в першій свердловині, друга менш інформативна. Розріз силуру в св. Рава-Руська-1 представлений (м):

- 1778,0–1800,7 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті слюдисті, з тонкими прожилками кальциту і дзеркалами ковзання, щільні, міцні;
- 1818,5–1850,0 – аргіліти ті ж, з численними прожилками кальциту, на окремих інтервалах інтенсивно дроблені і перетерті до брекчій (1823,9–1829,4);
- 1875,6–1900,4 – аргіліти темно-сірі шаруваті невапнисті слабослюдисті щільні міцні, з прожилками кальциту, дзеркалами ковзання, відбитками тентакулітів і пелиципод;
- 1924,8–1950,0 – аргіліти ті ж;
- 1975,2–1998,2 – аргіліти темно-сірі невапнисті легко слюдисті щільні тріщинуваті, з тонкими прожилками кальциту і дзеркалами ковзання; 2024,8–
- 2051,1 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті, з прожилками кальциту (до 1 мм), щільні, інколи перем'яті, із дзеркалами ковзання (2030,3–2035,4), з неясними відбитками фауни, місцями шаруваті, зі скупченнями піриту (2046,0–2051,1);
- 2075,4–2095,1 – аргіліти темно-сірі, чорні, слабослюдисті невапнисті щільні, з прожилками кальциту, з дзеркалами ковзання, шаруваті, з окремими відбитками граптолітів, іноді з прожилками кальциту, включеннями піриту; прошарок вапняку (3 см);
- 2120,0–2140,5 – аргіліти темно-сірі невапнисті щільні, з прожилками кальциту до 1–2 мм, з нечіткими відбитками макрофауни, з фауною криноїдей, площинами ковзання;

- 2192,0–2241,8 – аргіліти сірі, темно-сірі, майже чорні, невапнисті і слабовапнисті, місцями перем'яті і шаруваті, з тонкими прожилками кальциту і нечіткими відбитками фауни, іноді з великою кількістю криноїдей (2202,0–2207,0; 2217–2221,3), дзеркалами ковзання (2231,6–2236,6);
- 2267,1–2292,2 – аргіліти темно-сірі невапнисті, з тонкими прожилками кальциту, з нечіткими відбитками макрофауни (особливо 2267,1–2272,1); спостерігаються площини ковзання і скупчення піриту, тонкі (5–10 мм) прошарки вапняків;
- 2315,3–2334,2 – такі ж аргіліти;
- 2353,4–2378,7 – аргіліти темно-сірі шаруваті невапнисті слюдисті щільні, спостерігається невелика кількість тонких (до 1 мм) прожилків кальциту, дзеркала ковзання, одиничні відбитки граптолітів і велика кількість стеблин криноїдей, поодинокі прошарки (до 5 см) вапняку (2373,8–2378,7); 2403,8–
- 2428,3 – ті ж аргіліти;
- 2441,0–2445,0 – ті ж аргіліти; товщина прошарків кальциту – до 2 мм, присутні граптоліти (монографтус і кристиографтус) і рештки криноїдей, примазки піриту;
- 2467–2470 – аргіліти темно-сірі, чорні невапнисті і слабовапнисті щільні, з тонкими прожилками кальциту (1–2 мм), дзеркалами ковзання, прошарком вапняку (4 см);
- 2486–2491 – аргіліти ті ж, на окремих ділянках розвинена сильна тріщинуватість з великою кількістю прожилків кальциту (до 4 мм);
- 2511–2516 – аргіліти темно-сірі, майже чорні, слабовапнисті міцні щільні, з тонкими прожилками кальциту і дзеркалами ковзання, з нечіткими відбитками фауни;
- 2622–2625 – мергелі смугасті, більш щільні, кількість прожилків кальциту менша, нечіткі відбитки граптолітів поганої збереженості, прошарок вапняків (3–4 см);
- 2649–2654 – аргіліти темно-сірі, чорні, шаруваті вапнисті дуже щільні, міцні з великою кількістю відбитків граптолітів до вапняків темних щільних пелітоморфних;
- 2673–2677 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті слюдисті, з прожилками кальциту (до 1 мм), щільні, міцні з великою кількістю відбитків граптолітів, дзеркалами ковзання;
- 2695–2699 – аргіліти ті ж, шаруваті з рештками граптолітів;
- 2778–2731 – аргіліти ті ж, шаруваті, з рідкісними прожилками кальциту і відбитками граптолітів;
- 2792–2796 – аргіліти ті ж, з великою кількістю прожилків кальциту; рідкісними відбитками граптолітів, прошарками темно-сірих пелітоморфних вапняків (до 8 см);
- 2807–2811 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті слюдисті міцні щільні, з прошарками алевролітів (до 1–2 см) і темно-сірих пелітоморфних щільних вапняків;
- 2822–2827 – аргіліти ті ж, шаруваті з лінзами темних пелітоморфних вапняків, прошарками смугастих слюдистих сірих алевролітів (до 2 см), рідкісними тонкими прожилками кальциту, з великою кількістю відбитків граптолітів;
- 2897–2902 – аргіліти ті ж, шаруваті, з рідкісними тонкими прожилками кальциту, легко вапнисті, з відбитками граптолітів і уламком клоноцерас;



- 2912–2916 – аргіліти темно-сірі вапнисті щільні міцні, з рідкісними відбитками граптолітів, прошарками кальциту, лінзами сірих пелітоморфних вапняків (5–10 см);
- 2926–2931 – аргіліти темно-сірі шаруваті вапнисті щільні, з прошарками сірих вапняків, відбитками граптолітів;
- 2942–2947 – алевроліти темно-сірі вапнисті слюдисті щільні, з прошарками аргілітів темно-сірих щільних слюдистих вапнистих і вапняків темно-сірих пелітоморфних міцних, з прожилками кальциту, відбитками граптолітів і уламками брахіопод.

Розріз нижнього девону і силуру в св. Крехів-1 представлений (м):

- 3091,7–3097,0 (D<sub>1</sub>) – алевроліти цеглово-червоні слюдисті тріщинуваті, знизу прошарок (10 см) алевролітів голубуватих слюдистих;
- 3133–3139,2 – перешарування (0,3–0,4 м) пісковиків голубуватих тонкозернистих зливних тріщинуватих і алевролітів цеглово-червоних слюдистих;
- 3160,2–3163 – пісковики голубувато-сірі дрібнозернисті слюдисті;
- 3235–3244 – пісковики голубувато-сірі дрібнозернисті тріщинуваті, з прошарками червонуватих пісковиків; знизу – шар алевролітів цеглово-червоних слюдистих (15 см);
- 3330,3–3334,9 – пісковики цеглово-червоні, голубуваті тонко- і дрібнозернисті слюдисті;
- 3348,7–3356,6 – пісковики голубуваті дрібнозернисті слюдисті тріщинуваті; в нижній частині цеглово-червоні алевроліти (10 см);
- 3405,1–3414,7 – алевроліти сірі до темно-сірих із зеленуватим відтінком, перем'яті, слабослудисті з лінзоподібними включеннями білого кальциту;
- 3423,7–3430,8 – алевроліти сірі з зеленуватим відтінком слабослудисті, зверху – алевроліти цеглово-червоні слюдисті (10 см);
- 3452,1–3458,2 – алевроліти цеглово-червоні слюдисті перем'яті, знизу – сірі з зеленуватим відтінком (40 см);
- 3486,6–3491,6 – аргіліти голубувато-сірі слабослудисті, з лінзоподібними включеннями сірих вапняків; знизу – алевроліти цеглово-червоні слюдисті тріщинуваті (10 см);
- 3534,1–3538,5 – алевроліти сірі, голубуваті слюдисті невапнисті тріщинуваті;
- 3592–3596 – вапняки темно-сірі щільні міцні тріщинуваті, з дзеркалами ковзання з нальотами білого кальциту;
- 3617–3620 – пісковики сірі з голубим відтінком, дрібнозернисті слабовапнисті тріщинуваті, з прошарками сірого аргіліту (3 мм);
- 3626,90–3631,6 – алевроліти темно-сірі до чорних слюдисті слабовапнисті;
- 3650–3653 – алевроліти темно-сірі майже чорні, вапнисті, перем'яті, неясно шаруваті тріщинуваті, тріщини заліковані білим кальцитом і піритом;
- 3676,5–3683,0 – вапняки глинисті темно-сірі до чорних, дуже міцні, грудкуваті, тріщинуваті, тріщини заліковані кальцитом, хвилясто-шаруваті;
- 3708–3710 (S) – вапняки темно-сірі майже чорні, місцями кристалічні, шаруваті;
- 3737,7–3742,0 – вапняки темно-сірі, місцями кристалічні, з прошарками до 1 см більш світлих відмін вапняку;
- 3772–3777 – вапняки сірі, темно-сірі тонко- і дрібнокристалічні шаруваті, місцями перем'яті;

- 3817,0–3823,7 – перешарування (2–4 см) аргілітів темно-сірих вапнистих і невапнистих та вапняків сірих дрібно- і прихованокристалічних глинистих, місцями органогенних;
- 3862,8–3868,0 – аргіліти темно-сірі невапнисті, зрідка слабовапнисті, зрідка з прошарками (1–10 мм) вапняків дрібно- і прихованокристалічних глинистих темно-сірих і сірих, тріщинуватих;
- 3906,0–3912,1 – аргіліти сірі з голубуватим відтінком, шаруваті, з включеннями і поодинокими прошарками чорних прихованокристалічних вапняків;
- 3949,8–3957,5 – аргіліти сірі з голубим відтінком, шаруваті, тріщинуваті, тріщини заповнені білим кальцитом;
- 3987,9–3995,0 – аргіліти темно-сірі слабослюдисті шаруваті тріщинуваті, тріщини заповнені білим кальцитом;
- 4006–4035 – аргіліти темно-сірі слабослюдисті шаруваті, місцями перем'яті;
- 4042,5–4061,5 – аргіліти темно-сірі шаруваті тріщинуваті слабослюдисті;
- 4120,2–4132,5 – аргіліти темно-сірі слабослюдисті слабовапнисті шаруваті, місцями тріщинуваті;
- 4146–4151 – аргіліти темно-сірі слабослюдисті шаруваті слабовапнисті;
- 4171,3–4178,0 – аргіліти темно-сірі, сірі зі слабим голубуватим відтінком, слабослюдисті шаруваті слабовапнисті тріщинуваті, тріщини виповнені білим кальцитом;
- 4195,3–4202,0 – аргіліти темно-сірі слабослюдисті шаруваті слабовапнисті тріщинуваті, тріщини часто виповнені білим кальцитом;
- 4270,2–4275,4 – доломітизовані вапняки темно-сірі слабослюдисті;
- 4287,6–4290,6 – доломітизовані вапняки темно-сірі слабослюдисті;
- 4311,7–4316,5 – алевроліти темно-сірі до чорних вапнисті слюдисті тріщинуваті, тріщини заповнені кальцитом;
- 4340,1–4344,6 – вапняки темно-сірі, з прошарками темно-сірих вапнистих аргілітів;
- 4354,8–4359,1 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті;
- 4376,9–4382,1 – аргіліти темно-сірі до чорних слабовапнисті тріщинуваті;
- 4406,7–4412,2 – аргіліти темно-сірі вапнисті, до глинистих вапняків, слабослюдисті;
- 4437,0–4440,5 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті слюдисті, до глинистих вапняків;
- 4467,1–4472,1 – аргіліти темно-сірі, місцями до чорних, слабовапнисті слюдисті;
- 4481,4–4491,1 – аргіліти темно-сірі слабовапнисті слюдисті, місцями тріщинуваті, тріщини часто виповнені кальцитом, рідше відкриті;
- 4511,4–4513,1 – аргіліти темно-сірі вапнисті, до глинистих вапняків;
- 4540,5–4544,5 – аргіліти темно-сірі слюдисті вапнисті, до глинистих вапняків;
- 4560,5–4565,0 – вапняки глинисті сірі до темно-сірих, з поодинокими відкритими тріщинами різних напрямків;
- 4583,1–4585,4 – вапняки глинисті сірі до темно-сірих;
- 4597,8–4603,0 – вапняки глинисті сірі, місцями до темно-сірих, щільні, зрідка з відкритими тріщинами субвертикального напрямку;
- 4638,5–4643,0 – вапняки сірі до темно-сірих, глинисті тріщинуваті, тріщини відкриті, рідше виповнені кальцитом;

- 4651–4655 – вапняки темно-сірі, місцями тріщинуваті, тріщини відкриті;
- 4664,6–4669,6 – вапняки темно-сірі;
- 4679–4683 – вапняки темно-сірі з тріщинами субвертикального напрямку, виповненими кальцитом, рідше відкритими;
- 4689,5–4693,7 – вапняки темно-сірі;
- 4703,8–4708,1 – вапняки темно-сірі прихованокристалічні;
- 4715,0–4719,6 – вапняки темно-сірі прихованокристалічні масивні, із залишками фауни;
- 4743,0–4747,8 – вапняки темно-сірі прихованокристалічні;
- 4794–4800 – вапняки темно-сірі приховано кристалічні з тріщинами різного напрямку;
- 4825–4830 – вапняки темно-сірі, зрідка із залишками фауни.

Як видно з опису свердловин, нижньодевонські відклади складені пелітоморфними аргілітами темно-сірими і чорними щільними невапнистими чи маловапнистими нешаруватими. Під мікроскопом видно, що порода утворена глинистим матеріалом з невеликим вмістом кременистого матеріалу з рідкісними дрібними карбонатними зернами, які рівномірно поширені в породі. Зустрічаються поодинокі напівобкатані зерна кварцу і халцедону. Відмічається значний вміст піриту. Місцями аргіліти характеризуються алевропелітовою структурою завдяки мікрочергуванню прошарків алевролітової і пелітової структур.

Силурійські відклади у верхній частині (у св. Рава-Руська-1 до глибини 2080 м), яка відповідає верхній частині скальського ярусу, більш вапнисті (карбонатність 4–25 %). Це вапнисті аргіліти пелітоморфної структури і тільки в нижній частині вони стають алевритистими. Їх основна маса представлена тонкодисперсним глинистим матеріалом з невеликим вмістом тонкозернистого карбонату і серициту. Алевритовий матеріал (5–7%) представлений кутастими зернами кварцу розміром 0,02–0,06 мм, поширений плямами. Присутній тонкозернистий пірит, нерівномірно розподілений у породі.

Відклади нижньої частини скальського ярусу і верхньої половини лудловського (св. Рава-Руська-1, інт. 2080–2600 м) складені вапнистими і невапнистими аргілітами з тонкими прошарками вапняків і алевролітів в лудловській частині інтервалу. Карбонатність вапнистих аргілітів 11–23 %, у невапнистих значно менше (3 %). Нижче 2340 м зустрічаються аргіліти шаруватої текстури, основна маса серицито-глиниста. Луски серициту орієнтовані. Порода піритизована. Пірит утворює смуги, паралельні нашаруванню. У невеликій кількості зустрічаються пелітоморфні карбонати у вигляділінів.

Відклади нижньої половини лудловського ярусу і верхньої частини вендоцького ярусу представлені аргілітами вапнистими (карбонатність 10–40 %) з алевритовим матеріалом, з прошарками мергелів (карбонатність 43–54 %) і вапняків (карбонатність 60 %). Аргіліти мікрошаруваті, їх основна маса серицит-глинистого складу, з невеликим вмістом карбонатів і кремнезему. Шаруватість за рахунок чергування паралельних смуг піритового і серицито-глинистого складів. В породі є алевритовий матеріал (1–2%), представлений кварцом, зрідка мусковітом. Зустрічаються перекристалізовані рештки органіки.

У нижньосилурійських відкладах серед аргілітів зустрічаються прошарки кварцових і слюдяно-кварцових алевролітів. Уламковий матеріал (65–70 %)

зцементований серицито-кременисто-глинистим матеріалом. Перший вид алевролітів складений на 95 % кварцом, мусковіту і біотиту близько 5 %, іноді наявні польові шпати. Другий вид складений на 90 % кварцом, а вміст мусковіту і біотиту – до 10 %. Польові шпати зустрічаються зрідка. Луски слюди орієнтовані в одному напрямку, що підкреслює шарувату текстуру породи. Ця частина силурійського розрізу теж характеризується великим вмістом піриту. У невеликій кількості зустрічаються прошарки вапняків, складені мікрозернистим карбонатом з глинистим матеріалом. Вміст глинистого матеріалу різний (місцями це мергелі). Структура породи пелітоморфна. Прошарки вапняків скременілі і навіть переходять у силіцити.

Мінералогічний склад порід витриманий. Легка фракція (79–100 %) представлена серицито-глинистим матеріалом, кварцом (0,5–1,2 %). Тяжка фракція бідна в мінералогічному відношенні. Це переважно пірит (90–100 %). З інших мінералів присутні циркон, гранат, турмалін, сфалерит, барит. Циркон у складі фракції місцями становить до 6 %, більше в низах розрізу, гранату до 1 %. Сфалерит зустрічається не завжди, але місцями досягає 30–50 % від фракції. Це стосується і бариту, який іноді становить до 62,3 % (св. Рава-Руська-1, інт. 1649–1656 м). Дослідження порід опорної св. Рава-Руська-1 винесені в додаток.

Аналіз водорозчинної частини породи виконувався за такою методикою: наважка породи, подрібнена і просіяна через сито з отворами 0,25 мм, оброблялася гарячою дистильованою водою (декальтацією) і профільтровувалася, залишок на фільтрі промивався гарячою водою. У фільтраті звичайними методами хімічного аналізу визначалися  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $SiO_2 + R_2O_3$ ,  $Br^-$ ,  $I^-$ .

Аналіз солянокислої витяжки, тобто кислоторозчинної породи, виконувався за такою методикою: наважка породи оброблялася на холоді 2,5 % соляною кислотою, при цьому часто помішувалася протягом трьох годин. Далі додавалася концентрована соляна кислота з таким розрахунком, щоб підняти її концентрацію приблизно до 2,5 %. Після одногодного відстоювання розчин профільтровувався через зважений висушений фільтр, а залишок на фільтрі промивався до зникнення реакції на іон хлору. У фільтраті звичайними методами хімічного аналізу визначався вміст  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $SO_3$ . З окремих наважок визначався вміст  $CO_2$  за Фрезеніусом, гігроскопічної води  $H_2O$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ .

Аналіз нерозчинного залишку проводився за загальноприйнятими методиками силікатного аналізу. Відомо, що абсолютний вміст  $SiO_2$  і  $Al_2O_3$  (алюмо-силікатний скелет) залежить від вмісту сульфатів, карбонатності деяких інших компонентів. Щоб виключити дію останніх зроблені молекулярні перерахунки і визначений їх відносний вміст. Зокрема молекулярні відношення  $SiO_2 : Al_2O_3$ ,  $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ ,  $SiO_2 : R_2O_3$  можуть бути наочними, відмічається постійність або коливання середнього вмісту алюмо-силікатного комплексу, тим самим до певної міри порівняна однорідність або різномірність складу порід, розмив яких створив цю товщу осаdів.

Вміст  $SiO_2$  в аргілітах верхнього силуру змінюється в межах 48,16–57,09 %, і лише у зразках інт. 2867–2871 м і 2649–2673 м спостерігається відносно низький

вміст  $\text{SiO}_2$ : 29 і 38,5 % відповідно. Спостерігаються відносно різкі коливання вмісту  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – від 12,39 до 23,22 %. Виняток становлять вапнисті аргіліти інт. 2867–2871 м, де вміст  $\text{Al}_2\text{O}_3$  менший (7,31 %). Вміст заліза для більшості проаналізованих зразків змінюється в межах 6,04–11,23%. Для всіх порід звичним мінералом є пірит. Вміст  $\text{SO}_3$  змінюється від слідів до 0,08%.

Розглядаючи карбонатність проаналізованих порід, виражену в відсотковому вмісті  $\text{CO}_2$ , можна зазначити досить значні коливання в межах 0,65–9,74 %. Підвищений вміст  $\text{CO}_2$  спостерігається у вапнистих аргілітах інт. 2867–2871 м і 2649–2653 м, де він досягає 15,6 % і 23,57 %. Вміст магнію коливається від 0,08 % до 9,16 %. Як відомо, для нормальнопелітових порід молекулярне відношення  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$  становить близько 6. У всіх проаналізованих зразках аргілітів це відношення має більше або менше значення. Винятком є зразок інт. 1768,7–1773,8 м, де це відношення дорівнює 6,02.

Відношення  $\text{SiO}_2 : (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$  буде тим менше, чим більше міститься в породі колоїдно-дисперсних мінералів, які є продуктами вивітрювання різних алюмосилікатних мінералів, значення цього відношення коливається в межах 3,06–4,68. Певної закономірності не спостерігається. Виняток становить інт. 2699–2960 м, де це відношення в середньому дорівнює 4,34.

Молекулярне відношення  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ , яке показує ступінь заміщення алюмінію залізом у силкатах, дозволяє намітити декілька інтервалів. У табл. 1 подані значення відношення  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$  для різних інтервалів.

Таблиця 1. Молекулярне відношення  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ 

| Інтервал, м | $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ | Інтервал, м | $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ |
|-------------|---|-------------|---|
| 2867–2960   | 2,30–2,80                                       | 1529,8–1945 | 1,59–2,53                                       |
| 1970,2–2811 | 3,24–4,84                                       | 1248,5–1516 | 2,21–3,58                                       |

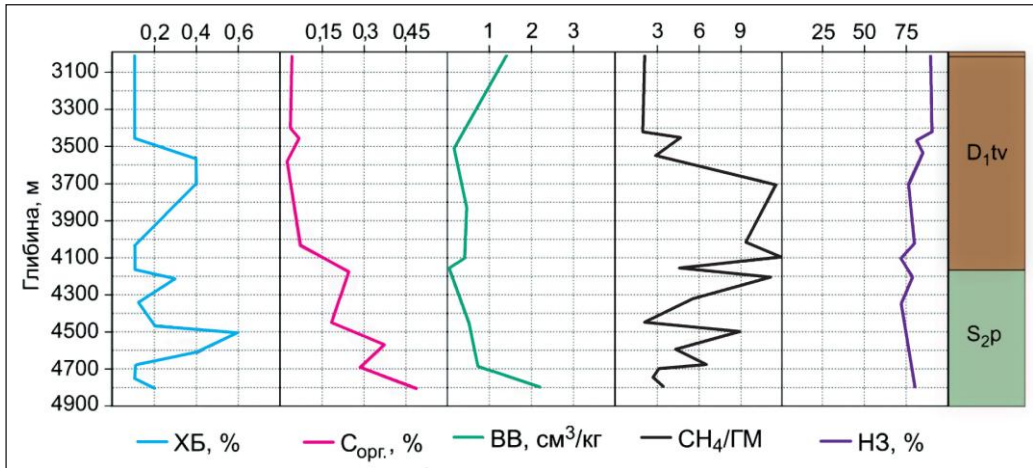
Непостійний характер відношення  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$  говорить про змінні умови, в яких утворювалися осади. В інт. 1970,2–2811 м спостерігаються аргіліти з відносно підвищеним значенням цього відношення, тобто з меншим ступенем заміщення алюмінію залізом. Відносно знижений вміст  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в інт. 2105,1–2109,9 м, 2035,4–2040,5 м і 2071,2–2075,4 м позначився на величині відношення  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3$ , значення якого для цих інтервалів децю більше, ніж для інших. В інт. 1970–2960 м спостерігається переважання калію над натрієм – відношення  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  змінюється в межах 1–2,04.

Це відношення має непостійний характер в інт. 1529,8–1945 м, відношення  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  змінюється в межах 0,88–1,74. Це може бути пов'язане з різним співвідношенням натрієвих і калієвих польових шпатів. Аргіліти інт. 1248,5–1516 м характеризуються переважанням натрію над калієм, відношення  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  менше одиниці і змінюється в межах 0,20–0,76, виняток становить зразок інтервалу 1419,6–1422,2 м, де це відношення досягає одиниці.

**Результати хіміко-бігумінологічних досліджень.** *Свердловина Крехівська-1.* Величина нерозчинного залишку порід у досліджуваному розрізі змінюється в широких межах. Нижньодевонські теригенні породи характеризуються його

високими значеннями, які в середньому становлять 80–90 %. У відкладах верхнього силуру цей показник знижується до 75 %.

Концентрація  $C_{\text{орг.}}$  у породах характеризується порівняно невеликими змінами. Нижньодевонські теригенні відклади збіднені нерозчинною органічною речовиною, вміст якої не досягає кларкових значень і змінюється в межах від 0,01 до 0,15 % (рис. 62). У верхньосилурийських відкладах вміст  $C_{\text{орг.}}$  збільшується від 0,2 % у верхній частині розрізу до 0,5 % у нижній, коливаючись на рівні субкларків.



ХБ – хлороформний бітумоїд;  $C_{\text{орг.}}$  – органічний вуглець; ВВ – вуглеводні  $\text{C}_1\text{--}\text{C}_6$ ;  $\text{CH}_4/\text{ГМ}$  – відношення метану до гомологів; НЗ – нерозчинний в  $\text{HCl}$  залишок породи.

Рис. 62. Розподіл хіміко-бітумінологічних показників у св. Крехівська-1

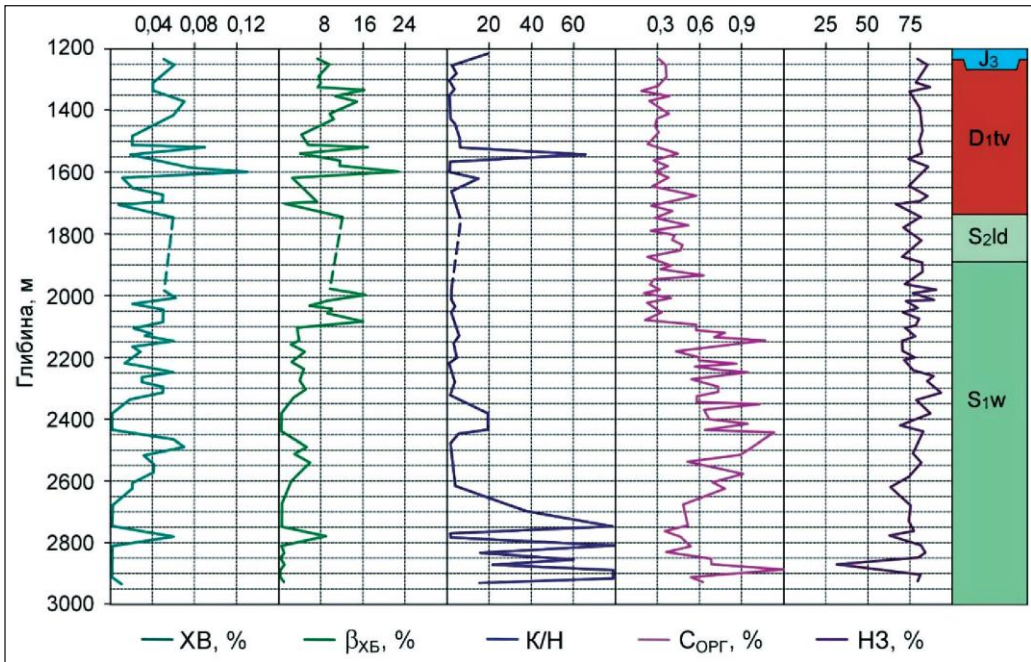
Досліджена вибірка порід містить хлороформний бітумоїд у дуже малих кількостях – від 0,001 % до 0,006 % і за класифікацією Н.Б. Вассоевича належить до дуже низької категорії. Розподіл хлороформного бітумоїду частково збігається з вмістом ОР у палеозойських відкладах. Виняток становить діапазон 3486–3957 м (тиверська серія, D<sub>1</sub>), де присутній епігенетичний бітумоїд.

Значне переважання кислих бітумних компонентів над нейтральними свідчить про сингенетичний характер бітумінозності палеозойських відкладів.

Починаючи з відкладів силуру в породах істотно зростає вміст  $C_{\text{орг.}}$ , що на вибої сягає 0,5 %. Оскільки вміст бітумних компонентів дуже низький (< 0,006 %), то кількістю вуглецю в них можна знехтувати, вважаючи, що ТОС рівний  $C_{\text{орг.}}$ .

Поряд із зростанням вмісту ОР збільшується газонасиченість порід вуглеводнями, яка на вибої свердловини сягає 2,3 см³/кг; зростання вмісту вуглеводневих газів спостерігається також у верхній частині тиверської серії нижнього девону.

Свердловина Рава-Руська-1. Відклади тиверської серії нижнього девону представлені 32 зразками аргілітів з інтервалу 1234–1740 м. Нерозчинний залишок змінюється від 70 до 88 %. Вміст  $C_{\text{орг.}}$  у породах низький і не виходить за межі 0,2–0,4 %, що в 2–4 рази нижче субкларків для аргілітів (рис. 63).



ХВ – хлороформний бітумоїд;  $\beta_{\text{ХВ}}$  – бітумоїдний коефіцієнт; К/Н – коефіцієнт нейтральності;  $S_{\text{орг}}$  – органічний вуглець; НЗ – нерозчинний в НСІ залишок породи.

Рис. 63. Розподіл хіміко-бітумінологічних показників у св. Рава-Руська-1

Вихід хлороформного бітумоїду (ХВ) у переважній кількості зразків змінюється від 0,02 до 0,07 %. У верхній частині девонських відкладів до глибини 1450 м вміст ХВ у всіх зразках відповідає підвищеній категорії і вкладається у межі 0,04–0,07 %. Нижче цієї відмітки коливання концентрації нейтральних компонентів стають контрастнішими – від дуже низьких (0,001 % у підшві розрізу) до високих (0,13 % в інтервалі 1598–1605 м). Ступінь бітумінації ОР перевищує фонові значення і становить 7–16 %. Найбільший вміст нейтральних компонентів у складі ОР визначено у зразку з інтервалу 1598–1605 м, де він становить 23 %. Такі значення бітумоїдного коефіцієнта свідчать про розвиток у відкладах тиверської серії паравтохтонного (переміщеного) бітумоїду.

Відклади лудловського ярусу верхнього силуру (інт. 1740–2780 м) представлені 12 зразками вапнистих аргілітів з інт. 1742–1879 м. Нерозчинний залишок у них змінюється від 58 до 82 %, а середні значення становлять 75–79 %. Кількість  $S_{\text{орг}}$  у породах коливається від 0,2 до 0,5 %. Бітумоїди визначалися лише в одному зразку з інт. 1742–1747 м. Вміст хлороформного бітумоїду в ньому становить 0,06 %, що відповідає підвищеній категорії.

Відклади лудловського ярусу в інт. 1879–2780 м і венлоцького ярусу в інт. 2780–2960 м досліджувалися на прикладі 74 зразків керна з інт. 1880–2960 м. Переважно це вапнисті аргіліти з нерозчинним залишком 70–80 %. В окремих інтервалах вапнистість аргілітів збільшується, і вони переходять у мергелі і вапняки (інт. 2602–2653 м та 2867–2893 м). Деякі інтервали розрізу, особливо в

діапазоні глибин 2260–2390 м, збагачені теригенним матеріалом – нерозчинний залишок у породах тут зростає до 86–92 %. У нижній частині розрізу спостерігаються прошарки алевролітів, де цей показник становить 76–84 %.

Розподіл  $S_{орг.}$  у відкладах нерівномірний – верхня частина їх розрізу збіднена нерозчинною ОР. Починаючи з 2100 м кількість  $S_{орг.}$  помітно зростає і поряд з величинами 0,2–0,4 % з'являються значення 0,6–0,8 і навіть 1,1 % (інт. 2145–2150 м). Стабільно вищим від 0,5 % вміст  $S_{орг.}$  стає у відкладах, що залягають нижче відмітки 2240 м, при цьому максимальна кількість  $S_{орг.}$  в аргілітах (0,7–1,1 %) приурочена до інт. 2350–2650 м. На інт. 2650–2960 м концентрація  $S_{орг.}$  у переважній більшості зразків становить близько 0,5 %, і лише у мергелі з інт. 2888–2893 м сягає значення 1,3 %. Декілька зразків алевролітів та вапняку з цієї частини розрізу містять малу кількість  $S_{орг.}$  – 0,1–0,3 %.

У розрізі чергуються інтервали з низькою (0,001–0,003 %), середньою (0,02–0,04 %) і високою (0,05–0,06 %) концентраціями хлороформного бітумоїду. Підвищений вміст ХБ спостерігається в інтервалах 1980–2015, 2040–2086, 2145–2150, 2247–2252, 2292–2297, 2467–2491, 2778–2781 м. Чіткої залежності між виходом ХБ та вмістом у породах  $S_{орг.}$  не помічено. У більшості зразків кислі бітумні компоненти переважають над нейтральними. Найменший коефіцієнт нейтральності (0,8–3,3) спостерігається в діапазонах глибин 1980–2340 м та 2440–2625 м, де умови для утворення вуглеводнів були сприятливішими.

Максимальний ступінь бітумінації ОР визначено в породах інт. 1980–2086 м. Бітумоїдний коефіцієнт тут становить 9–16 %, що свідчить про наявність в окремих зразках з цього інтервалу паравтохтонного бітумоїду. З глибиною частка нейтральних компонентів у складі ОР зменшується до 2–5 %, а нижче відмітки 2670 м взагалі є меншою 1 %. На цьому фоні вирізняються зразки з інтервалу 2768–2781 м, в яких ступінь бітумінації ОР зростає до 7–9 %. Не виключено, що це може бути результатом надходження міграційного бітумоїду.

Резюмуючи хіміко-бітумінологічну характеристику палеозойських відкладів у розрізі св. Рава-Руська-1, слід зазначити:

- найбільший вміст  $S_{орг.}$  (0,5–1,1 %), мають відклади лудловського ярусу нижнього силуру в інтервалі глибин 2100–2650 м;
- відкладам силуру, порівняно з тиверською серією нижнього девону, властивий більший вміст карбонатного матеріалу, кількість якого зростає у нижній частині розрізу; породи, збагачені  $S_{орг.}$ , характеризуються нерозчинним залишком у межах 70–80 %;
- концентрація хлороформного бітумоїду у палеозойських відкладах переважно відповідає середній та підвищеній категоріям, при цьому породи нижнього девону містять дещо більшу кількість ХБ, ніж відклади силуру;
- ступінь бітумінації ОР є помітно підвищеним у нижньодевонських відкладах, що свідчить про розвиток у них паравтохтонного бітумоїду; наявність останнього спостерігається також у породах лудловського ярусу в інт. 1980–2085 м;
- з глибиною кількість нейтральних компонентів у складі ОР поступово зменшується; це може бути зумовлене їх деструкцією в умовах пізнього катагенезу і мезокатагенезу;
- бітумінозність палеозойських відкладів має переважно сингенетичну природу;



окрім згаданого вище паравтохтонного бітумоїду, в інт. 1351–1357 м ( $D_1 tv$ ) та 2768–2781 м ( $S_1 w$ ) встановлені сліди епігенетичного бітумоїду;

- оскільки вміст  $C_{org}$  у бітумних компонентах низький ( $< 0,06\%$ ) та істотно не вплине на кількість загального органічного вуглецю (ТОС), то ним можна частково знехтувати, вважаючи, що ТОС рівний кількості  $C_{org}$ .

#### 4.3.2. Східноліщинська ділянка

Ділянка розташована у Львівській та Івано-Франківській областях, за 10 км на північний схід від м. Ходорів (рис. 64). В тектонічному відношенні вона розміщена в зоні зчленування Східно- і Західноєвропейської платформ.

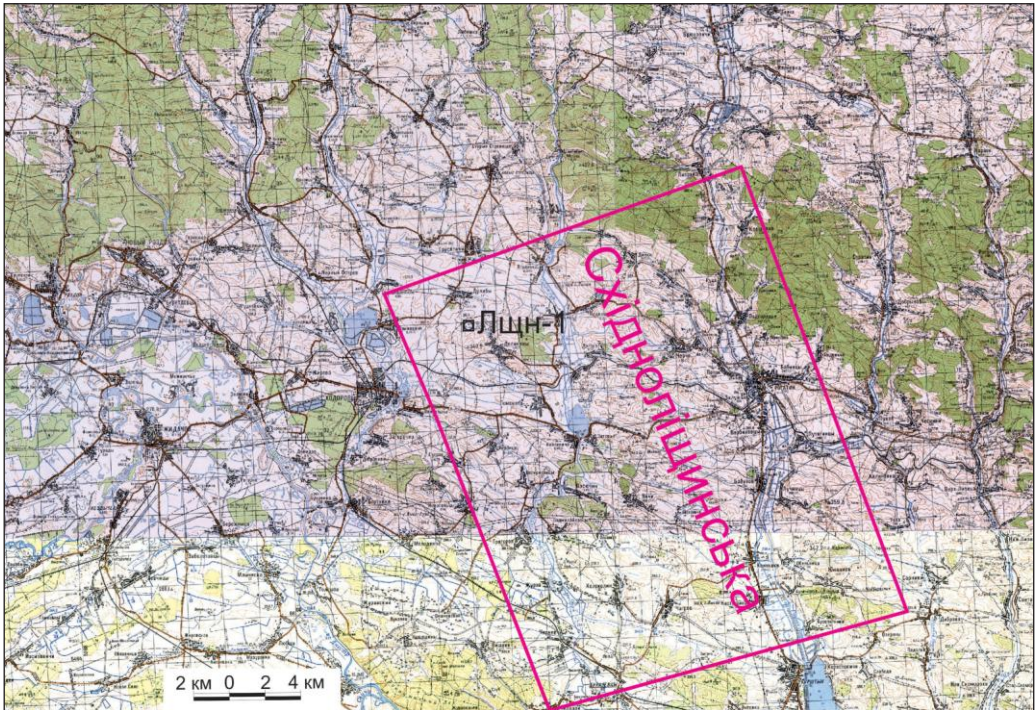


Рис. 64. Оглядова карта Східноліщинської ділянки

На ділянці пробурена параметрична св. Ліщинська-1 і низка структурно-пошукових свердловин. Свердловина розкрила відклади від неогену до кембрію:

- 0–10 – четвертинні відклади;
- 10–120 – неогенові;
- 120–380 – верхня крейда;
- 380–630 – юра;
- 630–970 – середній девон;
- 970–2278 – нижній девон;
- 2278–3537 – силур;
- 3537–3810 – ордовик;
- 3810–3900 – кембрій.

В результаті проведених робіт, з урахуванням матеріалів буріння, на рис. 65, 66 наведено модель будови кембрійських та середньо-девонських відкладів. На фоні регіонального моноклінального занурення порід у західному і південно-західному напрямках спостерігається порушення відкладів осадової товщі системою розривних дислокацій північно-західного та південно-західного простягання, які ускладнюють будову, утворюючи блоки.

Розривні дислокації можуть слугувати екранами для пасток вуглеводнів структурно-тектонічного типу. Так, на північному заході ділянки по протерозойських і кембрійських відкладах виділяється занурений блок, котрий екрану-

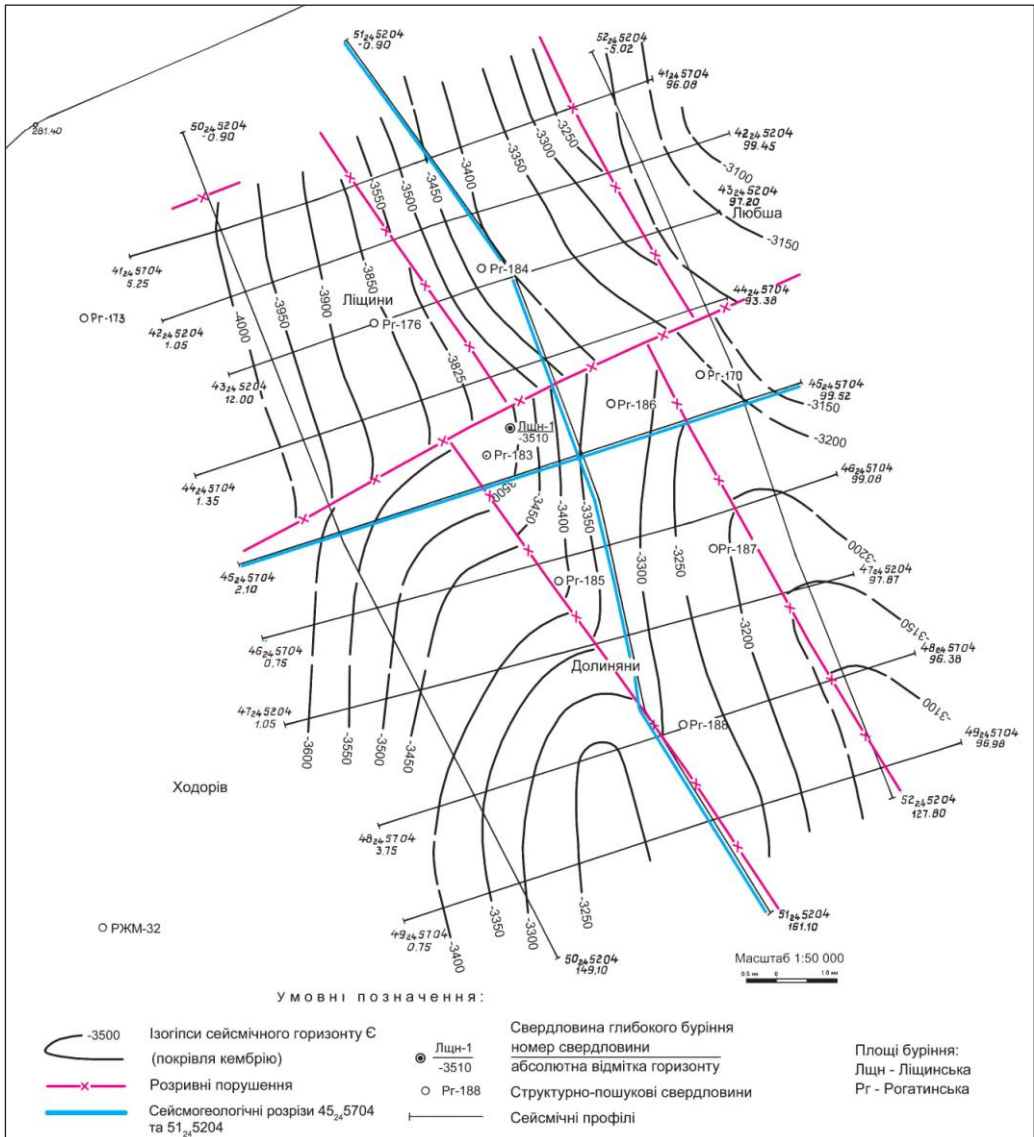


Рис. 65. Структурна карта по сейсмічному горизонту Є (покрівля кембрію) за даними ЗУГРЕ

#### 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

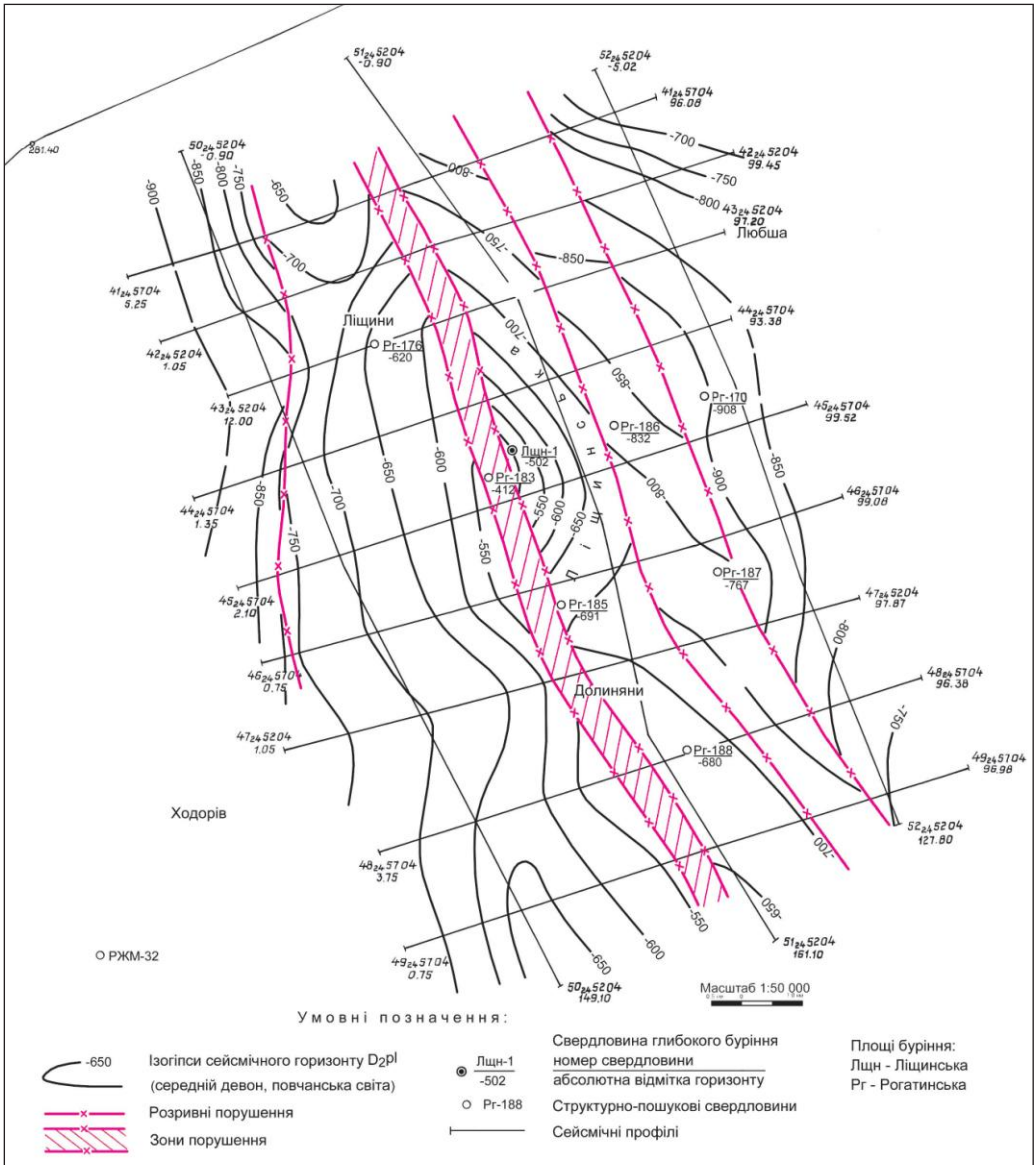


Рис. 66. Структурна карта по сейсмічному горизонту D<sub>2</sub>pr (D<sub>2</sub>, повчанська світа) за даними ЗУГРЕ

ється поздовжнім порушенням північно-західного простягання, а з південного сходу – поперечним до лінійних структур ділянки порушенням. Амплітуда підняття цього блоку в північно-східному напрямку – до 200 м.

Південніше виділяється блок аналогічної будови у піднятому крилі скиду, площина змішувача якого екранує цей блок. Його будова є прогнозною, тому тут потрібно виконати додаткові сейсмічні дослідження, що дасть можливість уточнити геологічну будову прогнозного об'єкта (рис. 67).

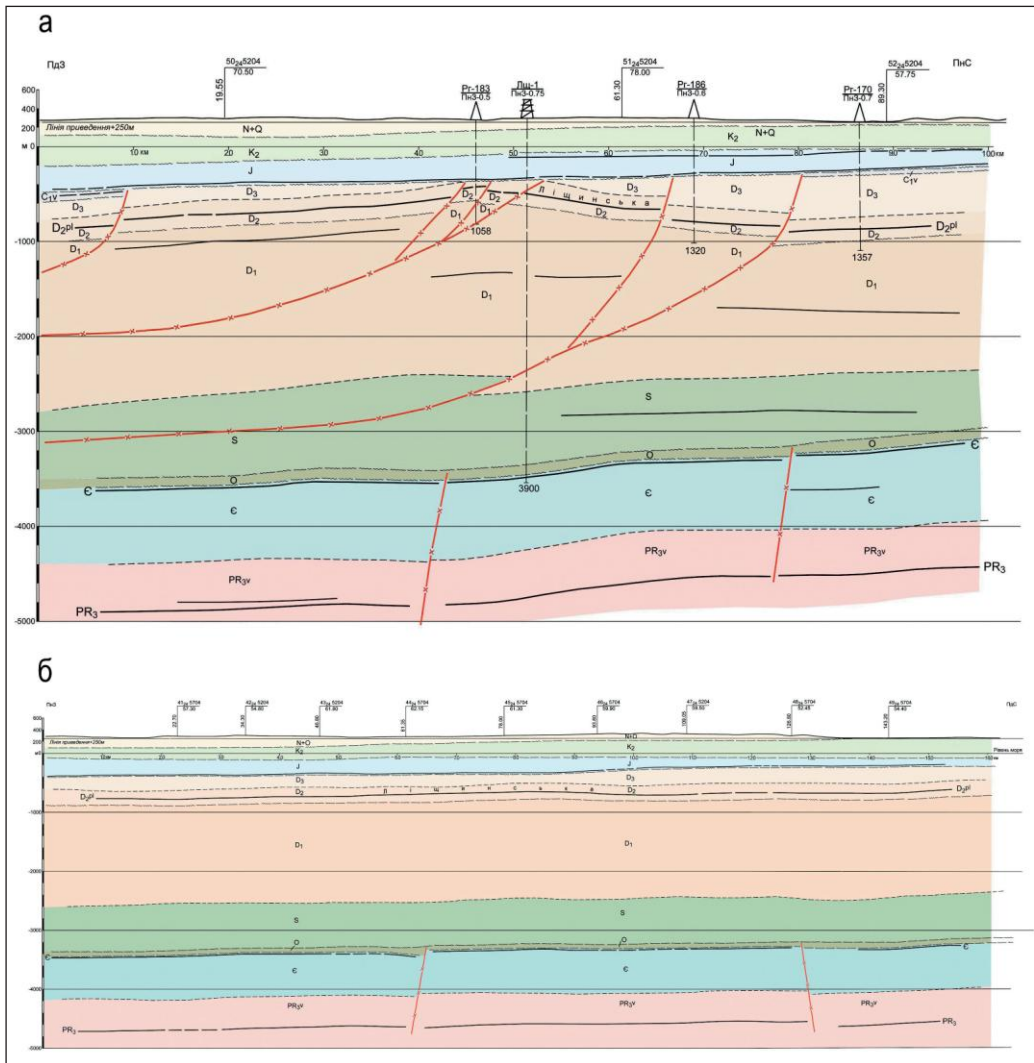


Рис. 67. Сейсмогеологічні розрізи 45<sub>24</sub>5704 (а) та 51<sub>24</sub>5204 (б) за даними ЗУГРЕ

Структурні побудови по сейсмічному горизонту D<sub>2rv</sub> (покрівля повчанської світи середнього девону) відрізняються від структурних планів протерозою та кембрію, для яких характерна блокова будова. По девону з південного заходу на північний схід спостерігається ряд насувних лусок, розділених пологими підкидо-насувами північно-західного простягання із падінням площин зміщування на захід-південний захід. Підкидо-насуви як у піднятому південно-західному, так і в опущеному північно-східному крилах утворюють напівантиклінальні структури прилягання.

В опущеному крилі знаходиться Ліщинська структурно-тектонічна пастка з амплітудою підняття 200 м (від 700 м у підшві до 500 м у склепінній частині), де пробурено св. Ліщинська-1, яка підтвердила існування Ліщинської анти-

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

клинальної складки. Вона розбита підкидо-насувом, що складається з трьох порушень, які відмічено в св. № 183, 185, 188 (Бержинська, Папроцька, 1972 р.), вони протягуються з північного заходу на південний схід через всю складку майже паралельно її осі. Піднятим є південно-західне крило, воно більш пологіє і довше, а північно-східне – більш круте та коротше (Кобрин, 2005 р.).

*Літолого-петрографічна характеристика відкладів нижнього девону та силуру св. Ліщинська-1.* Типовий розріз глибоководних морських теригенних відкладів силуру розкритий параметричною св. Ліщинська-1 в інт. 2278–3537 м (рис. 68), що дозволило провести детальні мінералого-петрографічні, структурно-

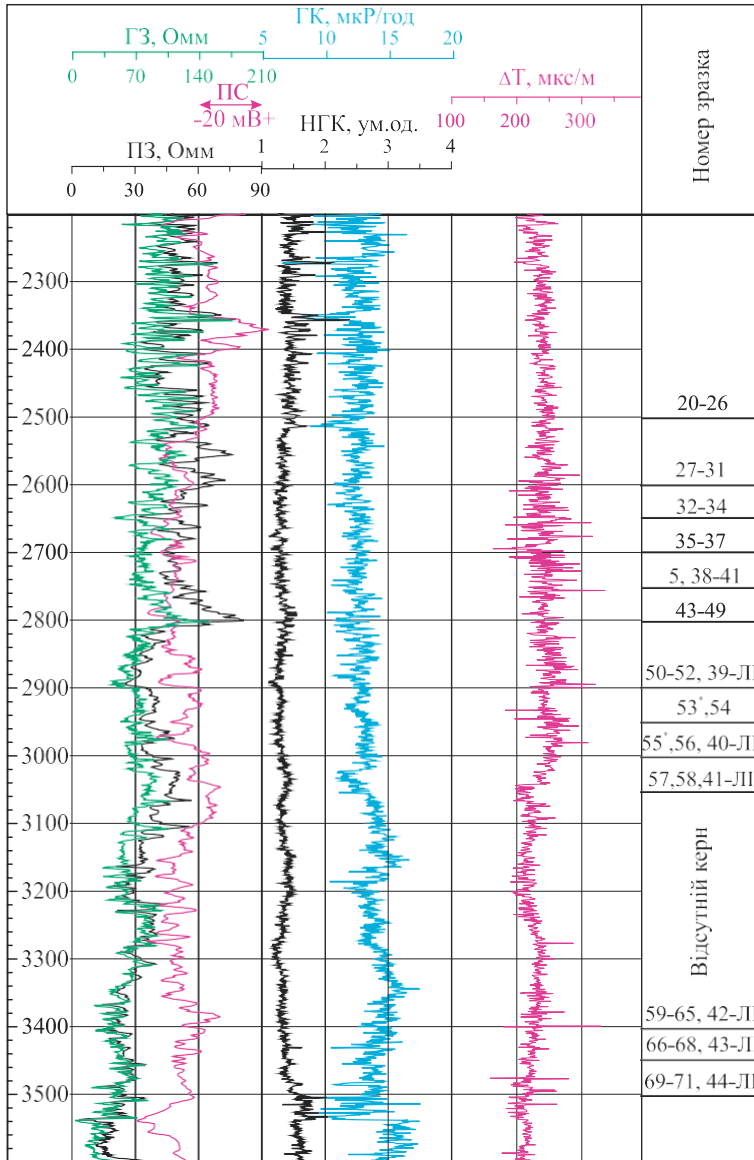
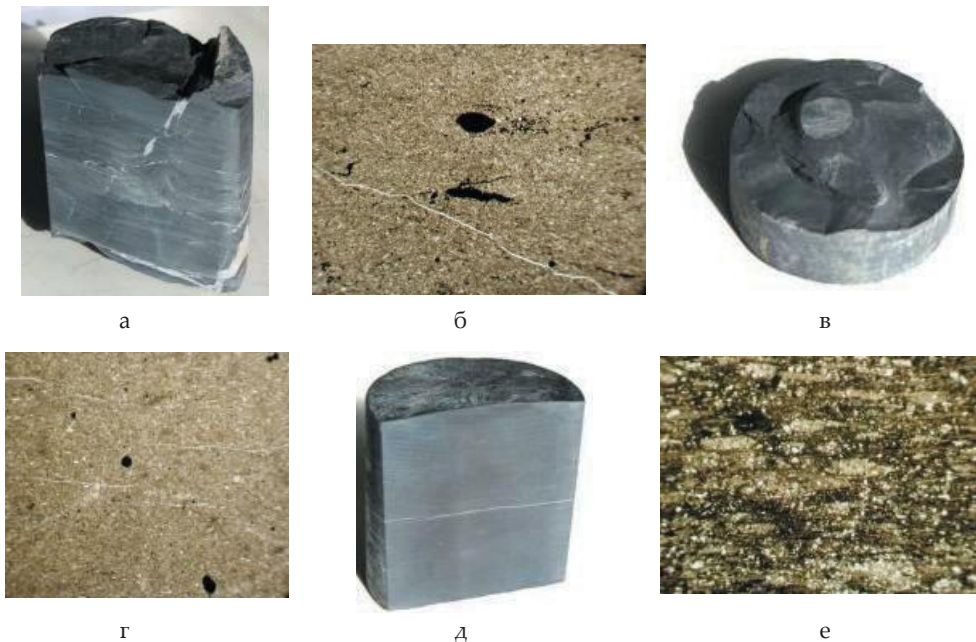


Рис. 68. Промислово-геофізична характеристика відкладів силуру св. Ліщинська-1

текстурні та петрофізичні дослідження (рис. 69, 70) [163]. За результатами досліджень кернового матеріалу і аналізу даних ГДС розріз силуру можна поділити на три частини [32, 85, 190].



Рис. 69. Граптолітові аргіліти силурійського віку св. Ліщинська-1



а – перешарування аргіліту з алевролітом із системою тріщин, виповнених кальцитом та кварцом, інт. 2755–2804 м; б – тріщина в аргіліті, інт. 2800–2804 м, 45°; в – аргіліт, інт. 2998–3003 м; г – відкриті мікротріщини в аргіліті, інт. 2998–3003 м, 45°; д – аргіліт, інт. 3402–3406 м; е – аргіліт з великою кількістю ОР, інт. 3402–3406 м, 45°.

Рис. 70. Породи силурійського віку св. Ліщинська-1 [163]

У верхній частині розрізу (інт. 2278–2804 м) залягають аргіліти сірого кольору, подекуди переверстоввані з алевролітами та з поодинокими тонкими пропластками (до 0,5 см) глинистих вапняків. шаруватість їх неправильна, з

ознаками внутрішньопластового змінання. На площинах нашарування наявні дрібні луски слюди, в алевролітах трапляються невеликі катуни аргілітів. Прошарки аргілітів помірно піритизовані. Поодинокі знахідки фауни представлені уламками черепашок брахіопод і пелеципод, стебел криноїдей, відбитками ієрогліфів. Аргіліти гідрослюдисті шаруваті, зі структурами змучування та внутрішньопластового мікроперемиву, в окремих прошарках вапнисті, з переходом у глинистий мергель. Текстура орієнтована завдяки наявності пластинок серициту. Присутній аутигенний кварц, представлений зернами з лапчастими взаємопроростаннями, луски серициту, у вапнистих відмінах – мікрозернисті грудкуваті скупчення карбонату, забруднені пелітовою домішкою. Сліди перемиву трасуються гніздами та ланцюжками дрібних зерен кварцу. У шліфах трапляються скременілі скелети форамініфер (?) погані збереженості, стінки яких заміщені дрібнозернистим кварцом, а внутрішні порожнини виповнені кальцитом з домішкою глинистих мінералів. Керн з інт. 2755–2804 м розбитий великою кількістю субвертикальних тріщин, заповнених білим кальцитом.

Середня частина розрізу (інт. 2804–3020 м) складена аргілітами темно-сірими масивними тонкодисперсними горизонтальношаруватими гідрослюдистими. На площинах наверстувань спостерігається у незначній кількості ОР та піритизація у вигляді дрібних зерен або тонких прожилків піриту. Крім того, на площинах наверстувань видно короткі (до 1–1,5 мм) відкриті мікротріщини.

Нижня частина розрізу силуру (інт. 3020–3537 м) складена аргілітами чорними масивними гідрослюдистими горизонтально-мікрошаруватими, лінзовидношаруватими, збагаченими вуглефікованою ОР, що облямовує мікролінзочки гідрослюди. У породі рівномірно розсіяна алевритова фракція.

Структурні та текстурні характеристики (коса шаруватість, зміна товщин прошарків алевролітів, грудкуватість) вказують на те, що відклади верхнього інтервалу формувалися у досить активному водному середовищі, а середньої та нижньої частин – в умовах відкритого спокійного палеобасейну (горизонтальна шаруватість, пелітова текстура).

**Петрофізичні властивості.** За даними петрофізичних досліджень [163] відкрита пористість аргілітів змінюється в межах 0,6–2,4 % (табл. 2, рис. 71), вони практично непроникні (менше  $0,001 \text{ мкм}^2 \cdot 10^{-3}$ ). Вміст карбонатного матеріалу досягає 20 %. Найменша об'ємна вага ( $2,64\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ ) характерна для аргілітів із вмістом вуглефікованої речовини, а найбільша ( $2,75\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$ ) – для аргілітів масивних гідрослюдистих з включеннями піриту. За даними ГДС розріз слабодиференційований, природна радіоактивність відкладів змінюється в межах 9–18 мкР/год, позірний електричний опір 20–154 Ом·м, інтервальний час розповсюдження поздовжніх хвиль 126–365 мкс/м (рис. 72).

Таблиця 2. Петрофізичні параметри аргілітів силуру св. Ліщинська-1

| Параметр                             | Зразків | Середнє | Мінімум | Максимум | Дисперсія | Ст. відх. | Асиметрія | Ексцес |
|--------------------------------------|---------|---------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|--------|
| Абсолютна пористість                 | 45      | 0,0150  | 0,0021  | 0,0415   | 0,00008   | 0,0091    | 0,934     | 0,667  |
| Питома вага породи в $\text{г/см}^3$ | 42      | 2,7360  | 2,7000  | 2,7900   | 0,00043   | 0,0208    | 0,758     | 0,177  |

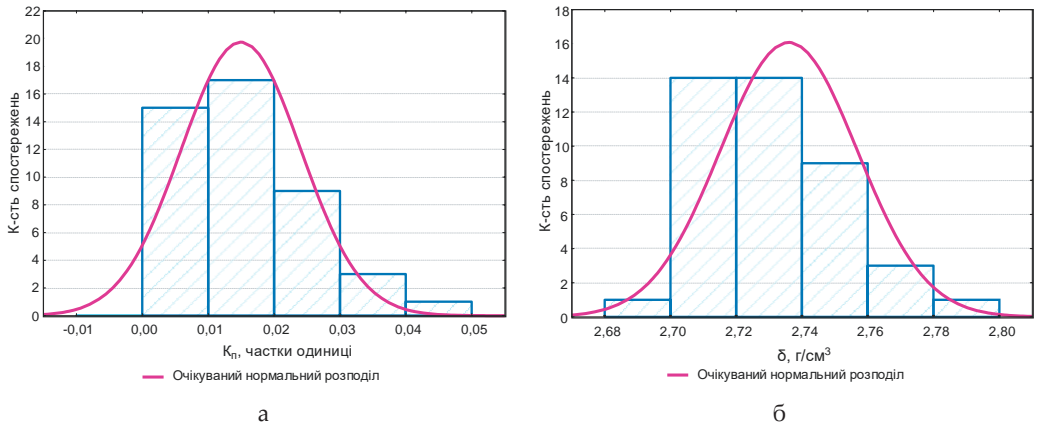


Рис. 71. Гістограми розподілів абсолютної пористості (а) та питомої ваги породи (б) аргілітів силуру св. Ліщинська-1 [163]

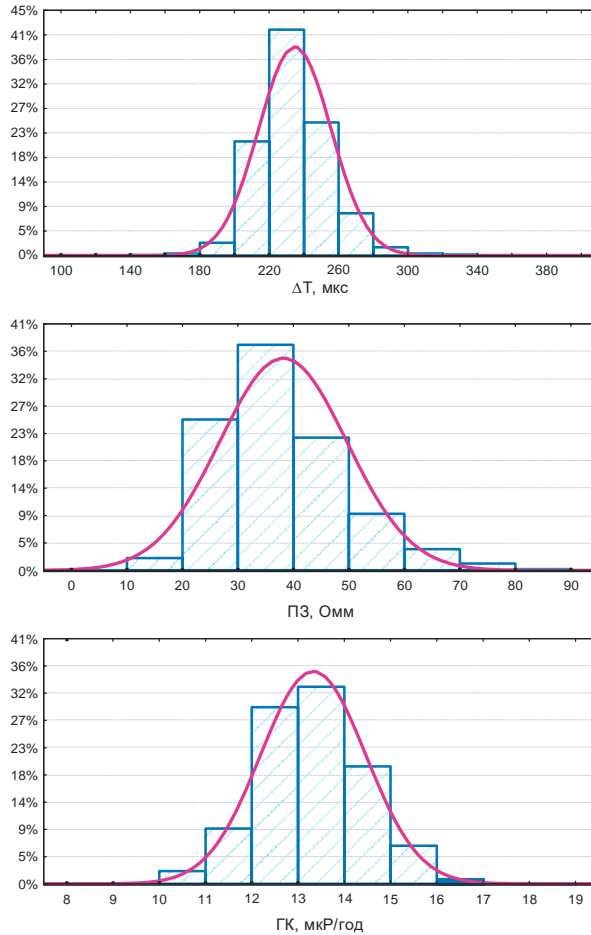


Рис. 72. Гістограми розподілів геофізичних параметрів аргілітів силуру св. Ліщинська-1 [163]



Параметри колекторів свердловини 1-Ліщинська наведені в табл. 3.

Таблиця 3. Колекторські властивості порід св. Ліщинська-1

| № зр. | Інтервал  | Вік            | Порода    | Відкрита пористість | Об'ємна вага, г/см <sup>3</sup> | Карбонатність, % |
|-------|-----------|----------------|-----------|---------------------|---------------------------------|------------------|
| 1     | 2149–2156 | D <sub>1</sub> | Алевроліт | 0,70                | 2,73                            | 0                |
| 2     | “         |                | Алевроліт | 1,30                | 2,68                            | 0                |
| 6     | “         |                | Алевроліт | 1,80                |                                 | 0                |
| 7     | “         |                | Аргіліт   | 0,90                | 2,74                            | 0                |
| 8     | “         |                | Аргіліт   | 1,22                | 2,71                            | 0                |
| 9     | “         |                | Аргіліт   | 0,50                | 2,73                            | 0                |
| 3     | 2184–2189 |                | Аргіліт   | 1,62                | 2,71                            | 0                |
| 4     | “         |                | Аргіліт   | 1,87                | 2,72                            | 0                |
| 10    | “         |                | Алевроліт | 2,11                | 2,68                            | 0                |
| 11    | “         |                | Алевроліт | 2,71                | 2,64                            | 0                |
| 12    | “         |                | Алевроліт | 1,65                | 2,75                            | 0                |
| 13    | “         |                | Алевроліт | 1,91                | 2,74                            | 0                |
| 14 Л  | 2251–2256 |                | Алевроліт | 2,21                | 2,70                            | 0                |
| 15 Л  | “         |                | Алевроліт | 1,82                | 2,72                            | 0                |
| 16 Л  | “         |                | Аргіліт   | 1,49                | 2,74                            | 0                |
| 17 Л  | “         |                | Аргіліт   | 1,67                | 2,73                            | 0                |
| 18 Л  | 2501–2506 | S              | Вапняк    | 3,41                | 2,78                            | 14               |
| 19 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,08                | 2,73                            | 9                |
| 20 Л  | 2501–2506 |                | Аргіліт   | 3,41                | 2,72                            | 24               |
| 21 Л  | “         |                | Аргіліт   | 4,15                | 2,73                            | 21               |
| 22 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,19                | 2,72                            | 1                |
| 23 Л  | “         |                | Аргіліт   | 1,73                | 2,74                            | 5                |
| 24 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,01                | 2,72                            | 6                |
| 25 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,26                | 2,71                            | 41               |
| 26 Л  | “         |                | Аргіліт   | 3,01                | 2,73                            | 12               |
| 27 Л  | 2550–2554 |                | Аргіліт   | 1,72                |                                 | 7                |
| 28 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,08                |                                 | 9                |
| 29 Л  | “         |                | Аргіліт   | 1,43                | 2,76                            | 2                |
| 30 Л  | “         |                | Вапняк    | 1,18                |                                 | 15               |
| 31 Л  | “         |                | Вапняк    | 0,65                | 2,75                            | 2                |
| 32 Л  | 2650–2656 |                | Аргіліт   | 3,42                | 2,72                            | 7                |
| 33 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,99                | 2,73                            | 12               |
| 34 Л  | “         |                | Аргіліт   | 2,50                | 2,74                            | 5                |
| 35 Л  | 2701–2705 |                | Аргіліт   | 0,66                | 2,75                            | 0                |
| 36 Л  | “         |                | Аргіліт   | 1,10                | 2,77                            | 3                |
| 37 Л  | “         |                | Аргіліт   | 1,67                | 2,74                            | 2                |

Продовження табл. 3

| № зр. | Інтервал  | Вік | Порода             | Відкрита пористість | Об'ємна вага, г/см <sup>3</sup> | Карбонатність, % |
|-------|-----------|-----|--------------------|---------------------|---------------------------------|------------------|
| 5     | 2750–2755 |     | Аргіліт            | 2,13                | 2,75                            | 1                |
| 38 Л  | 2750–2755 |     | Аргіліт            | 1,21                | 2,72                            | 6                |
| 39 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,47                | 2,74                            | 1                |
| 40 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,02                | 2,78                            | 1                |
| 41 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,98                | 2,75                            | 1                |
| 42 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,72                | 2,75                            | 3                |
| 43 Л  | 2800–2804 |     | Аргіліт            | 1,05                | 2,79                            | 2                |
| 44 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,47                |                                 | 3                |
| 45 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,32                | 2,78                            | 2                |
| 46 Л  | “         |     | Аргіліт            | 2,01                | 2,73                            | 12               |
| 47 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,93                | 2,74                            | 2                |
| 48 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,36                | 2,73                            | 12               |
| 49 Л  | “         |     | Алевроліт          | 1,27                | 2,75                            | 11               |
| 50 Л  | 2900–2905 |     | Аргіліт            | 0,51                | 2,75                            | 2                |
| 51 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,89                | 2,75                            | 3                |
| 52 Л  | “         |     | Вапняк             | 0,76                | 2,76                            | 5                |
| 53 Л  | 2950–2955 |     | Вапняк             | 1,02                | 2,76                            | 2                |
| 54 Л  | “         |     | Вапняк             | 1,33                | 2,76                            | 2                |
| 55 Л  | 2998–3003 |     | Вапняк             | 1,11                | 2,77                            | 7                |
| 56 Л  | “         |     | Вапняк             | 1,55                | 2,75                            | 7                |
| 57 Л  | 3050–3056 |     | Аргіліт            | 2,07                | 2,76                            | 10               |
| 58 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,77                | 2,76                            | 6                |
| 59 Л  | 3402–3406 |     | Аргіліт            | 0,33                | 2,72                            | 5                |
| 60 Л  | “         |     | Аргіліт, алевроліт | 1,57                | 2,73                            | 4                |
| 61 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,02                | 2,72                            | 13               |
| 62 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,37                | 2,71                            | 8                |
| 63 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,21                | 2,72                            | 7                |
| 64 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,41                | 2,70                            | 5                |
| 65 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,92                | 2,73                            | 7                |
| 66 Л  | 3450–3454 |     | Аргіліт            | 0,76                | 2,73                            | 8                |
| 67 Л  | “         |     | Аргіліт, алевроліт | 0,63                | 2,71                            | 13               |
| 68 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,32                | 2,71                            | 12               |
| 69 Л  | 3500–3504 |     | Аргіліт            | 1,17                | 2,72                            | 14               |
| 70 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,66                | 2,72                            | 7                |
| 71 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,83                | 2,73                            | 4                |
| 72 Л  | 3551–3556 | О   | Аргіліт            | 1,43                | 2,70                            | 10               |
| 73 Л  | “         |     | Аргіліт            | 0,50                | 2,72                            | 10               |
| 74 Л  | “         |     | Аргіліт            | 1,04                | 2,75                            | 6                |

## 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Продовження табл. 3

| № зр. | Інтервал  | Вік | Порода    | Відкрита пористість | Об'ємна вага, г/см <sup>3</sup> | Карбонатність, % |
|-------|-----------|-----|-----------|---------------------|---------------------------------|------------------|
| 75 Л  | 3600–3603 |     | Аргіліт   | 0,59                | 2,73                            | 8                |
| 76 Л  | 3600–3603 |     | Мергель   | 0,48                | 2,70                            | 10               |
| 77 Л  | “         |     | Мергель   | 0,32                | 2,74                            | 8                |
| 78 Л  | 3654–3662 |     | Вапняк    | 0,26                | 2,74                            | 41               |
| 79 Л  | “         |     | Вапняк    | 0,53                | 2,73                            | 12               |
| 80 Л  | “         |     | Вапняк    | 0,84                | 2,74                            | 13               |
| 81 Л  | 3700–3704 |     | Вапняк    | 1,19                | 2,74                            | 15               |
| 82 Л  | “         |     | Вапняк    | 0,33                | 2,74                            | 22               |
| 83 Л  | “         |     | Вапняк    | 0,57                | 2,81                            | 14               |
| 84 Л  | 3750–3753 | Є   | Алевроліт | 0,46                | 2,82                            | 0                |
| 85 Л  | “         |     | Алевроліт | 0,50                | 2,82                            | 0                |
| 86 Л  | 3800–3803 |     | Алевроліт | 0,92                | 2,76                            | 0                |
| 87 Л  | “         |     | Алевроліт | 0,63                | 2,77                            | 0                |
| 88 Л  | “         |     | Алевроліт | 0,66                | 2,78                            | 0                |
| 89 Л  | 3845–3850 |     | Пісковик  | 1,21                | 2,63                            | 0                |
| 90 Л  | “         |     | Пісковик  | 1,35                | 2,65                            | 0                |
| 91 Л  | “         |     | Пісковик  | 0,33                | 2,65                            | 0                |

Результати геохімічних досліджень *силурійських відкладів у св. Ліщинська-1* наведені в табл. 4, 5. З них видно, що вміст кремнезему становить в середньому 50 % залежно від глибини.

Таблиця 4. Результати хімічного аналізу проб св. Ліщинська-1 [163]

| № пр.               | SiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO                  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | TiO <sub>2</sub> | MnO   | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | CaO                           | MgO   |
|---------------------|------------------|--------------------------------|----------------------|--------------------------------|------------------|-------|-------------------------------|-------------------------------|-------|
| 39-ЛІ               | 55,85            | 17,14                          | 3,16                 | 4,26                           | 0,69             | 0,13  | 0,21                          | 3,64                          | 2,42  |
| 41-ЛІ               | 42,15            | 13,98                          | 5,75                 | 0,88                           | 0,63             | 0,21  | 0,09                          | 11,06                         | 3,75  |
| 55-ЛІ               | 47,83            | 16,80                          | 2,99                 | 4,18                           | 0,57             | 0,09  | 0,20                          | 6,94                          | 3,40  |
| 61-ЛІ               | 48,81            | 15,23                          | 2,13                 | 4,17                           | 0,50             | 0,04  | 0,12                          | 7,17                          | 3,86  |
| 69-ЛІ               | 50,80            | 14,25                          | 1,53                 | 3,20                           | 0,55             | 0,04  | 0,16                          | 9,42                          | 1,92  |
| Продовження табл. 4 |                  |                                |                      |                                |                  |       |                               |                               |       |
| № пр.               | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O              | SO <sub>3 сул.</sub> | S <sub>пір</sub>               | ВМП              | Сума  | CO <sub>2 карб.</sub>         | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | Сорг. |
| 39-ЛІ               | 3,53             | 1,05                           | 0,11                 | 0,73                           | 6,56             | 99,58 |                               | 0,37                          |       |
| 41-ЛІ               | 2,16             | 0,72                           | <0,1                 | 0,58                           | 17,77            | 99,51 | 13,2                          | 0,20                          | 2,27  |
| 55-ЛІ               | 3,95             | 0,77                           | 0,05                 | 0,57                           | 11,01            | 99,57 |                               | 0,44                          |       |
| 61-ЛІ               | 3,98             | 0,97                           | 0,21                 | 1,16                           | 11,55            | 99,56 |                               | 0,10                          |       |
| 69-ЛІ               | 4,37             | 1,16                           | 0,18                 | 0,86                           | 11,92            | 99,85 |                               | 0,20                          |       |

Таблиця 5. Вміст мікрокомпонентів у силурійських відкладах св. Ліщинська-1 [163]

| Проба | Va               | Be               | As               | Te               | Hg               | Sc               | P                | Sb               | Ge               | Au               | Pt               |
|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|       | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-1</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-3</sup> |
| 39-ЛІ | 3                | <5               | <10              | <1               | <3               | 1                | 0,6              | <3               | <1               | <2               | <1               |
| 41-ЛІ | 4                | <5               | <10              | <1               | <3               | 0,6              | <0,5             | <3               | <1               | <2               | <1               |
| 42-ЛІ | 3                | <5               | <10              | <1               | <3               | 1                | 0,6              | <3               | <1               | <2               | <1               |
| 43-ЛІ | 3                | <5               | <10              | <1               | <3               | 0,8              | 0,6              | <3               | <1               | <2               | <1               |
| 44-ЛІ | 3                | <5               | <10              | <1               | <3               | 0,6              | 0,5              | <3               | <1               | <2               | <1               |

Продовження табл. 5

| Проба | Cr               | Ta               | Tl               | Pb               | U                | Th               | Ti               | Mn               | W                | Ga               | Nb               | Ni               |
|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|       | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-1</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> |
| 39-ЛІ | 6                | <1               | <0,5             | 2                | <3               | <1               | 2                | 4                | <5               | 2                | 1                | 4                |
| 41-ЛІ | 6                | <1               | <0,5             | 2                | <3               | <1               | 1,5              | 5                | <5               | 2                | 1                | 3                |
| 42-ЛІ | 8                | <1               | <0,5             | 2                | <3               | <1               | 2                | 3                | <5               | 2                | 1,5              | 3                |
| 43-ЛІ | 6                | <1               | <0,5             | 2                | <3               | <1               | 2                | 3                | <5               | 2                | 1,5              | 3                |
| 44-ЛІ | 6                | <1               | <0,5             | 2                | <3               | <1               | 2                | 2                | <5               | 2                | <1               | 4                |

Продовження табл. 5

| Проба | Bi               | Ce               | La               | Y                | Yb               | Hf               | Mo               | Sn               | V                | Li               | Cd               | Cu               |
|-------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|       | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> |
| 39-ЛІ | 0,1              | <2               | <5               | 1                | 1                | <1               | 1                | 3                | 10               | 4                | <1               | 3                |
| 41-ЛІ | 0,1              | <2               | <5               | 1                | 1                | <1               | 1                | 2                | 8                | 3                | <1               | 2                |
| 42-ЛІ | 0,1              | <2               | <5               | 1                | 1                | <1               | 5                | 3                | 8                | 4                | <1               | 3                |
| 43-ЛІ | 0,1              | <2               | <5               | 1                | 1,5              | <1               | 6                | 3                | 10               | 4                | <1               | 3                |
| 44-ЛІ | 0,1              | <2               | <5               | 1                | 1                | <1               | 5                | 2                | 20               | 4                | <1               | 3                |

Продовження табл. 5

| Проба | Ag               | Zn               | Na  | Sr               | Co               | Zr               | Si | Al | Mg  | Ca | Fe | In               |
|-------|------------------|------------------|-----|------------------|------------------|------------------|----|----|-----|----|----|------------------|
|       | 10 <sup>-4</sup> | 10 <sup>-3</sup> | %   | 10 <sup>-2</sup> | 10 <sup>-3</sup> | 10 <sup>-3</sup> | %  | %  | %   | %  | %  | 10 <sup>-3</sup> |
| 39-ЛІ | <0,1             | 6                | 0,8 | <3               | 3                | 10               | 15 | 6  | 0,8 | 4  | 4  | <1               |
| 41-ЛІ | <0,1             | 4                | 0,6 | <3               | 2                | 8                | 10 | 5  | 1   | 6  | 4  | <1               |
| 42-ЛІ | <0,1             | 6                | 0,8 | <3               | 2                | 10               | 20 | 5  | 1   | 5  | 4  | <1               |
| 43-ЛІ | 0,1              | 6                | 0,8 | <3               | 2                | 10               | 15 | 5  | 1   | 6  | 4  | <1               |
| 44-ЛІ | 0,4              | 6                | 1   | <3               | 2                | 10               | 15 | 5  | 1   | 6  | 4  | <1               |

За даними мінералогічного, хімічного та спектрального аналізів, зразки є здебільшого карбонатвмісними породами, мергелями та алевролітами.

За даними спектрального аналізу, в пробах з цієї площі зафіксований помірний вміст майже всіх компонентів, що визначалися, який загалом відповідає фоновому. Виняток становить проба 44-ЛІ (вміст V до 0,02 %, що дещо перевищує кларкові значення). Найкраще вивчена проба 41-ЛІ, для якої виконаний весь комплекс аналізів. Зокрема, за даними хімічного аналізу, в ній міститься 2,27 % C<sub>орг.</sub> та 13,2 % CO<sub>2</sub>. Судячи з хімічного та спектрального аналізів, карбонат представлений вапняково-магнезіальними залізистими різновидами,

За результатами термічного аналізу 21 проби встановлено, що вміст органічної речовини змінюється від 0,75% до 1,53% (табл. 6, 7; рис. 73, 74).

#### 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Таблиця 6. Вміст органічної речовини, %

| №  | Зразок  | <120 °С | 120–300 °С | 300–390 °С | 390–550 °С | ТОС     |
|----|---------|---------|------------|------------|------------|---------|
| 1  | Буч-3   | 0,32220 | 0,25328    | 0,06183    | 1,16962    | 1,80693 |
| 2  | Буч-7   | 0,35807 | 0,34204    | 0,14047    | 1,54385    | 2,38443 |
| 3  | Буч-10  | 0,31142 | 0,32816    | 0,08757    | 1,25861    | 1,98576 |
| 4  | Буч-102 | 0,39080 | 0,51609    | 0,09311    | 1,26396    | 2,26396 |
| 5  | Ліщ-5   | 0,28881 | 0,19014    | 0,05382    | 0,92777    | 1,46054 |
| 6  | Ліщ-32  | 0,20336 | 0,13184    | 0,05726    | 1,00482    | 1,39728 |
| 7  | Ліщ-37  | 0,21568 | 0,18434    | 0,05857    | 0,94518    | 1,40377 |
| 8  | Ліщ-38  | 0,13659 | 0,13870    | 0,05387    | 0,96215    | 1,29131 |
| 9  | Ліщ-39  | 0,10508 | 0,11356    | 0,03955    | 0,80939    | 0,96250 |
| 10 | Ліщ-40  | 0,20553 | 0,13757    | 0,03446    | 0,73568    | 0,90771 |
| 11 | Ліщ-41  | 0,18909 | 0,11004    | 0,02887    | 0,61808    | 0,75699 |
| 12 | Ліщ-42  | 0,28400 | 0,14877    | 0,04309    | 0,77413    | 0,96599 |
| 13 | Ліщ-43  | 0,28144 | 0,15914    | 0,05194    | 1,04027    | 1,53279 |
| 14 | Ліщ-44  | 0,04782 | 0,11693    | 0,05402    | 0,79788    | 0,96883 |
| 15 | Ліщ-47  | 0,25155 | 0,15393    | 0,05692    | 0,97901    | 1,44141 |
| 16 | Ліщ-51  | 0,16257 | 0,21515    | 0,08910    | 0,84177    | 1,30859 |
| 17 | Ліщ-56  | 0,14583 | 0,19320    | 0,05483    | 0,71788    | 1,11174 |
| 18 | Ліщ-58  | 0,29428 | 0,19494    | 0,05351    | 0,84413    | 1,38686 |
| 19 | Ліщ-65  | 0,06476 | 0,15209    | 0,14429    | 0,9513     | 1,31244 |
| 20 | Ліщ-66  | 0,16723 | 0,15545    | 0,05838    | 0,86958    | 1,25064 |
| 21 | Ліщ-70  | 0,02789 | 0,10137    | 0,05636    | 0,82978    | 1,01540 |

Табл. 7. Головні статистики величини органіки аргілітових відкладів силуру св. Ліщинська-1 [163]

| Показник | Зразків | Середнє | Мінімум | Максимум | Дисперсія | Ст. відх. | Асиметрія | Експес  |
|----------|---------|---------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|---------|
| ТОС, %   | 17      | 1,204   | 0,757   | 1,533    | 0,0574    | 0,2339    | -0,4104   | -1,1511 |

Мінімальний вміст ТОС у газоносних сланцевих товщах повинен становити 0,5–1,0 %. Зокрема, сланці силурського віку у США мають вміст ТОС від 1 до 3 %. Перспективно газоносні сланці Польщі силурійського віку характеризуються ТОС від 1 до 6 %. Одержані нами результати термогравіметричних досліджень дозволяють зробити висновок про достатній вміст органічної речовини у силурійських відкладах досліджених свердловин.

Досліджено 2 зразки аргілітів ордовицького віку з інтервалів 3750–3753 та 3800–3803 м. Породи характеризуються невеликою кількістю карбонатного матеріалу, оскільки їх нерозчинний залишок становить 88–93 %. Вміст  $C_{орг}$  в них є досить високим – 0,6–0,7 %, що відповідає субкларкам для аргілітів. Концентрація хлороформного бітумоїду в породах (0,013–0,015 %) належить до низької категорії оцінювальної шкали; кислі бітумні компоненти удвічі переважають нейтральні. Низьким є і ступінь бітумінізації ОР – вміст відновлених компонентів становить лише 1,4–2 %. Враховуючи наведені показники та значну глибину залягання досліджуваних порід, можна зробити висновок про сингене-

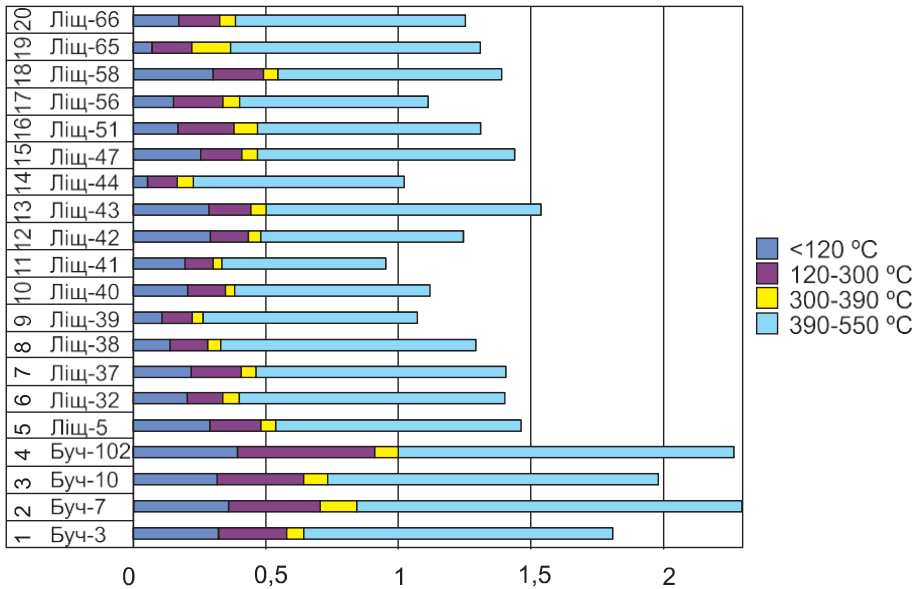


Рис. 73. Накопичений графік зміни мас зразків при термічному піролізі зразків

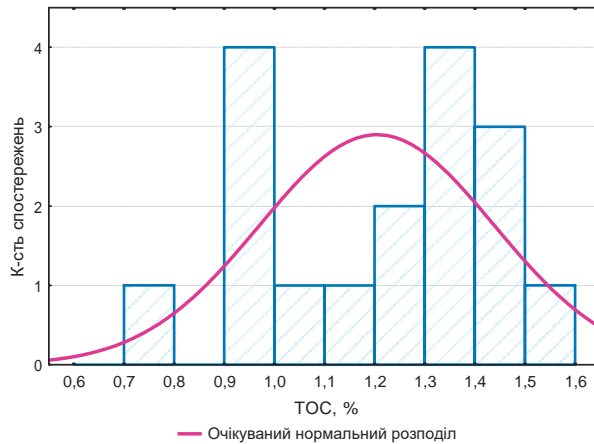


Рис. 74. Гістограма розподілу органічної речовини для аргілітів силуру св. Ліщинська-1

тичну природу їх бітумінозності та залишковий характер нейтрального бітумоїду, який піддався руйнації в жорстких термобаричних умовах метагенезу.

Оскільки вміст бітумоїдів у зразках ордовіку є низьким ( $< 0,04\%$ ), то кількістю органічного вуглецю в їх складі можна знехтувати і прийняти, що загальний органічний вуглець (ТОС) рівний вмісту  $C_{орг}$ .

У складі летких компонентів з флюїдних включень у мінералах і закритих пор аргілітів досліджених інтервалів за розрізом св. Ліщинська-1 домінує метан (до 100 об. %). Проте, на глибших горизонтах з'являються діоксид вуглецю і азот, а також, що важливо зазначити, етан. Привертає увагу відсутність пари води, що може свідчити про «сухість» наявних в аргілітовій товщі вуглеводневмістних

систем. Низькі значення відносної газонасиченості можуть вказувати на те, що джерелом летких (насамперед, вуглеводневих) компонентів була ОР, а її перетворення проходили за невисоких (головно літостатичних) тисків. Приплив глибинних флюїдів постседиментогенними тріщинними системами зафіксовано у кальциті за вищою на порядок відносною водонасиченістю та наявністю води у складі міграційних палеосистем.

Досить високою є сумарна вагова концентрація компонентів у флюїді  $(12,400-61,600) \cdot 10^{-6}$  г/г проби (порівняно з фоновими значеннями  $0,011 \cdot 10^{-6}$  г/г проби з керна непродуктивної св. № 33 на площі Добромиль–Стрільбичі у Передкарпатті). Для її визначення подрібнену проаналізовану пробу просівали через 0,25 мм сито і результати відносили до просіяної частини наважки. На значну насиченість досліджених зразків леткими компонентами опосередковано вказує і те, що вакуумування проб відбувалося повільніше порівняно з іншими зразками, а дегазація у вакуумі тривала і після проведеного аналізу, а відтак визначена концентрація летких компонентів, вірогідно, є ще вищою. Проба після подрібнення добре просівалася і це, разом з даними хімічного аналізу, свідчить про перевагу кремнеземистої складової над глинистою, що, ймовірно, сприятиме гідророзривним явищам.

Отже, у межах вивчених породних комплексів існували умови для перетворення органічної речовини на вуглеводні (у «сланцевий газ») на стадії катагенезу. Його кількісні показники за даними аналізу перших результатів мас-спектрометричного хімічного аналізу є досить значними, однак потребують уточнення на підставі подальших науково-дослідницьких робіт. Зрозуміло, що дослідженням такого плану повинні передувати ревізійні геологічні роботи у перспективних чорносланцевих формаціях і вивчення та аналіз у цьому аспекті петрофізичних параметрів сланцегазовмістних верств.

#### 4.3.3. Давидівська ділянка

Давидівська ділянка розташована у Чернівецькій області, південно-західніше міст Сторожинець і Глибока, а в геологічному відношенні – у південно-східній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (рис. 75).

Стислий літолого-стратиграфічний нарис. На ділянці пробурена опорна свердловина Давидівська-1 (румунська назва Давидени-1), яка розкрила наступні відклади:

- 0–1076 – неоген;
- 1076–1238 – крейда;
- 1238–1570 – юра;
- 1570–1977 – нижній девон;
- 1977–2993 – силур;
- 2993–3807 – кембрій.

Керн св. Давидени-1 представлений:

- 1489–1495 (J) – перешарування (5–50 см) аргілітів, іноді алевритистих, бурувато-червоних, зеленувато-сірих, бурих, щільних, іноді грудкуватих, слюдистих, місцями з дзеркалами ковзання, тріщинуватих і ангдритів білих,



Рис. 75. Оглядова карта Давидівської ділянки

зрідка рожевих, напівпрозорих, кристалічних міцних і розбитих тріщинами з нальотами глинистого матеріалу; у верхній частині керна – прошарок (5 см) доломітів сірих, місцями з червонуватим відтінком міцних слюдистих з включеннями ангідритів;

- 1551–1557 (J) – алевроліти червонувато-бурі, плямами зеленувато-сірі, середньої щільності та міцності, слюдисті, зрідка із включеннями грудок аргілітів голубувато-сірих і гальок (0,3–4 см) пісковиків, з шарами (0,3 м) пісковиків сірувато-зелених, бурувато-сірих середньої щільності та міцності, різно- і дрібнозернистих слюдистих, з включеннями зерен кварцу (до 3 мм); прошарками (до 0,15 м) аргілітів алевритистих вишнево-червоних, червонувато-бурих, сірувато-зелених середньої щільності слюдистих, з поодинокими включеннями гальок (до 1 см) пісковиків червонувато-бурих і зеленувато-сірих дрібнозернистих слюдистих не вапнистих; прошарками конгломератів строкатобарвних, складених обкатаними уламками (1–4 см) пісковиків і алевролітів, слабозцементованих піщано-глинистим строкатобарвним, невапнистим матеріалом;
- 1591–1597 – аргіліти темно-сірі, іноді грудкуваті, сланцюваті слюдисті, зрідка з прошарками (до 1 мм) вапняків темно-сірих глинистих, іноді кристалічних, міцних; розбиті сіткою дрібних різноорієнтованих тріщин, виповнених кальцитом і піритом;
- 1632–1638 – зверху (1,7 м) – тонке (0,01–5 см) чергування аргілітів темно-сірих, іноді сланцюватих з вапняками темно-сірими глинистими, часто з фауною; нижче – аргіліти темно-сірі слюдисті, з включеннями фауни, зрідка з прошарками (до 1–3 мм) вапняків;



- 1662–1668 – аргіліти темно-сірі, в нижній частині грудкуваті, слюдисті, з прошарками (до 2 см) вапняків темно-сірих кристалічних; спостерігається тріщинуватість, тріщини виповнені білим кальцитом з кристалами піриту;
- 1745–1752 – аналогічні аргіліти з прошарками (до 1 см) вапняків;
- 1770–1785 – аргіліти темно-сірі слюдисті, зрідка з включеннями макрофауни, тріщинуваті, в нижній частині – прошарок (1 см) вапняків глинистих темно-сірих;
- 1838–1844 – аргіліти темно-сірі, іноді з зеленуваті, щільні слабослудисті невапнисті, зрідка з прошарками (до 1 см) вапняків глинистих темно-сірих;
- 1894–1900 – аналогічні аргіліти;
- 1913–1920 – аналогічні аргіліти, відмічаються дрібні тріщини;
- 1948–1954 – аргіліти темно-сірі щільні слюдисті, зрідка слабовапнисті, з прошарками (до 1 см) вапняків глинистих темно-сірих;
- 1970–1977 – аналогічні аргіліти;
- 2052–2054 – аналогічні аргіліти;
- 2106–2112 – ті ж аргіліти, з прошарками (до 1 см) вапняків зрідка з дрібними тріщинами, включеннями фауни, іноді піритизованої, зрідка кристалів піриту;
- 2185–2191 – аргіліти темно-сірі, майже чорні, щільні слабослудисті, зрідка слабовапнисті, з прошарками (до 5 мм) вапняків глинистих, сірих, іноді з дрібними тріщинами, виповненими кальцитом, з дзеркалами ковзання;
- 2227–2232 – чорні аргіліти, іноді розбиті тріщинами, виповненими кальцитом, з прошарками (до 6 см) вапняків глинистих сірих;
- 2256–2263 – аналогічні аргіліти;
- 2329–2334 – чорні аргіліти, з прошарками (2–7 см) вапняків чорних глинистих;
- 2391–2397 – чорні аргіліти з прошарками (до 5 см) вапняків чорних глинистих і темно-сірих кристалічних із запахом сірководню, відмічаються прожилки піриту;
- 2461–2467 – аргіліти чорні сланцюваті, прошарками темно-сірі щільні, з тріщинами, заповненими білим кристалічним кальцитом, включення поодиноких коралів;
- 2525–2532 – чорні аргіліти, з прошарками (1–3 мм) вапняків, з дрібними тріщинами, виповненими білим кальцитом з кристалами піриту, поодинокі залишки коралів;
- 2562–2569 – аналогічні аргіліти, з прошарками (1–5 см) вапняків глинистих, сірих;
- 2628–2636 – чорні аргіліти, з прошарками (1–4 см) вапняків глинистих, з дрібними тріщинами, виповненими кальцитом, з гніздами піриту, дзеркала ковзання;
- 2707–2712 – те ж саме;
- 2755–2761 – те ж саме;
- 2856–2860 – аргіліти чорні щільні слюдисті вапнисті, з прошарками (3–8 см) вапняків глинистих чорних і темно-сірих;
- 2932–2939 – чорні аргіліти, з прошарками (1–8 см) вапняків, гніздами піриту;
- 2966–2968 – вапняки глинисті чорні щільні, іноді з прошарками (1 см) аргілітів чорних щільних вапнистих, відмічаються включення піриту;

- 2985–2993 – перешарування аргілітів чорних щільних слабослюдистих вапнистих (переважають) і вапняків глинистих темно-сірих;
- 2993–3000 – аргіліти чорні слюдисті вапнисті, з прошарками (3–6 см) вапняків глинистих чорних, іноді темно-сірих; щільних, міцних; зустрічається тонка вкрапленість піриту, поодинокі дзеркала ковзання.

Свердловина з кембрійських відкладів не вийшла. За межами ділянки на сході розташована параметрична свердловина Чернівці-1, яка під відкладами палеозою і верхнього протерозою на глибині 2138 м розкрила породи кристалічного фундаменту. На північ від ділянки пробурена параметрична свердловина Загайпіль-1, що розкрила відклади кембрію на глибині 2928 м, з яких при вибою 3740 не вийшла. Окрім цих свердловин, поруч з ділянкою пробурено низку пошуково-розвідувальних і структурно-пошукових свердловин, котрі розкривали під мезозойськими нижньодевонські відклади.

На основі пробурених свердловин і сейсмічних досліджень встановлено, що в будові ділянки беруть участь неопротерозойські, нижньопалеозойські, середньопалеозойські (нижній девон), мезозойські і кайнозойські відклади.

*Неопротерозойські відклади.* Безпосередньо в межах ділянки відклади неопротерозою не розкриті, але їх наявність прогнозується за матеріалами регіонального сейсмічного профілю РП-5, який перетинає ділянку в районі опорної свердловини, продовжуючись в район св. Чернівці-1. В останній неопротерозой представлений відкладами валдайської серії – товщею тонко перешарованих (0,5–2,0 мм) аргілітів, алевролітів і пісковиків. Аргіліти темно-сірі, майже чорні щільні невапнисті. Алевроліти темно-сірі слюдисті невапнисті щільні. Пісковики темно-сірі і сірі дрібнозернисті слюдисті невапнисті дуже щільні. В породі масові скупчення лямінарітових водоростей. У межах ділянки товщина відкладів валдайської серії досягає 1000–1500 м.

*Палеозойські відклади.* Палеозой представлений відкладами кембрійської, ордовіцької і силурійської систем.

*Кембрійські відклади.* Кембрійські відклади складені переважно пісковиками ясно- і темно-сірими чи сірими із зеленуватим відтінком. Пісковики кварцито-видні, дуже слюдисті, невапнисті. В меншій кількості зустрічаються алевроліти такого ж кольору. Аргіліти наявні у вигляді малопотужних прошарків. Вони темно-сірі та чорні алевритисті, дуже щільні, сильно слюдисті, невапнисті. Це зазвичай дрібнозернисті, зрідка середньозернисті алевритові, алевритисті і крупнозернисті піщані різновиди, пов'язані взаємними переходами. За складом породи практично мономінеральні, 95–98 % кластичного матеріалу становлять зерна кварцу. Первинна форма зерен змінена внаслідок епігенетичних процесів – регенерації чи часткового розчинення під тиском. Частіше вони мають неправильні чи слабо приплюснуті абриси. Крім кварцу у кількості 1–3 %, наявні луски слюд (мусковіт, рідше біотит), розподілені в породі нерівномірно. В окремих прошарках відмічається значне збагачення (до 40 %) лусками слюд, головним чином біотитом.

Серед пісковиків і алевролітів зустрічаються масивні і шаруваті різновиди. В шаруватих чітко видно кути падіння, які коливаються від 20° до 30°.

Св. Давидени-1 розкрила 800 м кембрійських відкладів (бережківська світа);

враховуючи кути падіння порід, справжня товщина розкритих відкладів близько 700 м. Можливо, в межах ділянки повний розріз кембрійських відкладів має більшу товщину (не розкрита балтійська серія), яка може сягати 2000 м.

*Ордовицькі відклади.* В межах ділянки фауністично охарактеризованих відкладів ордовику не розкрито. В св. Давидівська-1, ймовірно, вони присутні між інтервалами 2993–3000 м, охарактеризованим керном з остракодами і граптолітами нижнього силуру, та 3022–3023 м, де kern без фауністичних залишків, але подібний до кембрійських порід. Можливо, між ними містяться малопопулярні відклади ордовику. Фауністично охарактеризований ордовик розкритий у параметричній св. Загайпіль-1 в інт. 2908–2928 м, де він представлений дуже міцними сірими кристалічними вапняками з включеннями глинистого матеріалу. Зустрічаються лінзоподібні прошарки аргілітів темно-сірих, майже чорних, слабовапнистих. Товщина прошарків від 0,3 мм до 6 см. Вапняки містять брахіоподи, граптоліти і конодonti ордовицького віку. Вірогідно, ордовицькі відклади такої товщини поширені на території Давидівської ділянки.

*Силурійські відклади.* На еродованій поверхні нижчезалеглих відкладів із значною стратиграфічною і невеликою кутковою незгідністю залягають силурійські відклади, представлені венлоцьким, лудловським і скальським ярусами.

Венлоцький ярус складений чергуванням аргілітів, вапняків і мергелів. У розрізі переважають вапняки. Аргіліти чорні щільні міцні вапнисті. Вапняки темно-сірі дуже міцні органогенно-уламкові детритові чи дрібнозернисті, часто перекристалізовані, іноді доломітизовані. Мергелі темно-сірі, майже чорні міцні глинисті алевритисті.

Лудловський ярус складений аргілітами з поодинокими прошарками та лінзами мергелів і вапняків. Аргіліти темно-сірі і чорні невапнисті, іноді слабовапнисті, алевритисті. Основна маса породи складена глинисто-кременистим матеріалом. Колір породи зумовлений рівномірно розсіяним піритом. Мергелі глинисті темно-сірі, майже чорні, теж сильно піритизовані. Вапняки сірі мікрозернисті міцні. Основна маса породи представлена зернами кальциту з невеликою домішкою глинистого матеріалу і зерен піриту.

Скальський ярус характеризується чергуванням аргілітів, мергелів і вапняків. Аргіліти серицито-кременисті темно-сірі, іноді алевритисті, щільні середньої міцності слабослюдисті за нашаруванням невапнисті чи слабовапнисті. Вапняки сірі і темно-сірі мікрозернисті, зрідка з органогенними залишками, із домішкою алевритового матеріалу, представленого кварцом.

Товщина силурійських відкладів, враховуючи кути падіння, – понад 1000 м.

*Девонські відклади* представлені нижнім відділом у складі тиверської і дністровської серій.

Тиверська серія представлена борщівським, чортківським та іванівським горизонтами.

Борщівський горизонт складений переважно аргілітами, зрідка з малопопулярними (до 1 см) прошарками вапняків. Аргіліти серицито-кременисті темно-сірі, іноді з зеленуватим відтінком, щільні міцні невапнисті, місцями вапнисті, слюдисті. Вапняки темно-сірі глинисті, іноді кристалічні, щільні міцні.

Чортківський горизонт представлений темно-сірими серицито-кременистими аргілітами, зрідка з тонкими (0,5–2 см) прошарками вапняків дрібнозернистих з великою кількістю перекристалізованих черепашок остракод.

Іванівський горизонт складений у нижній частині аргілітами ясно-сірими, сірими і темно-сірими тонкослюдистими невапнистими, рідше слабовапнистими, щільними, з тонкими (до 1 см) прошарками пісковиків кварцових, різнозернистих вапнистих, дуже міцних. У породі зустрічаються залишки обвугленої флори. Верхня частина горизонту складена чергуванням строкатоколірних (зеленувато-сірих, бурувато-коричневих і темно-сірих) аргілітів та ясно-сірих і сірих пісковиків із зеленуватим відтінком, а також зеленувато-сірих алевролітів. Аргіліти невапнисті, місцями алевритисті чи піщанисті, слюдисті, щільні, зі шкарлупчастим зламом. Пісковики дрібно- і середньозернисті кварцові, слюдисті невапнисті горизонтально- і хвилястощаруваті щільні, іноді окварцовані. Товщина прошарків 5–10 см. Алевроліти глинисті невапнисті слюдисті щільні. Товщина тиверських відкладів понад 800 м.

Дністровська серія. Відклади дністровської серії завершують розріз девону на сході від Рава-Руської складчастої зони. Вони частково розкриті в низці структурно-пошукових свердловин на площі Сторожинець. Це переважно червоноколірна товща перешарування аргілітів, алевролітів і пісковиків. Аргіліти вишнево-червоні, зрідка сіро-зелені, алевритисті чи піскуваті, невапнисті слабослюдисті. Пісковики дрібнозернисті, місцями крупнозернисті, кварцові невапнисті слюдисті. Товщина відкладів дністровської серії до 600–700 м.

*Мезозойські відклади* представлені юрською і крейдовою системами.

*Юрська система* складена строкатоколірними теригенними і доломіт-ангідритовими відкладами рава-руської світи і карбонатними відкладами нижнівської світи загальною товщиною у межах ділянки від 200 до 500 м.

*Крейдова система* представлена пісковиками сеноманського і вапняками туронського ярусу загальною товщиною від 100 до 400 м.

*Кайнозойські відклади.* Розріз кайнозою представлений на ділянці неогеновою системою у складі баденського і сарматського ярусів. В її будові беруть участь переважно піщано-глинисті утворення і гіпсо-ангідрито-соленосні породи (до 30 м) у нижній частині. Товщина неогенових відкладів коливається від 500 до 1200 м.

**Історія геологічного розвитку.** Починаючи з валдайського часу територія Давидівської ділянки поступово занурюється. Спочатку відкладаються ритмічношаруваті континентально-морські теригенні відклади. Інтенсивність прогинання з часом збільшується, що веде до нагромадження теригенних відкладів відкритого моря в межах Дністровського перикратону. Їх товщина нарощується у бік крайового шва. Цей процес триває і в кембрійський час. За валдайсько-кембрійський період територія ділянки занурилася майже на 4000 м. У ранньордовіцький час відбулася перебудова, пов'язана з салаїрською складчастістю і перервою осадонагромадження.

В ранньому силурі починається помірне прогинання всієї території Волино-Поділля, у тому числі й Давидівської ділянки, де накопичуються карбонатно-глинисті відклади. Інтенсивність прогинання особливо нарощується в захід-

ній частині Волино-Поділля, де нагромаджується значна товща карбонатно-глинистих відкладів. У ранньодевонський (іванівський) час змінюється характер осадовід морських до континентальних, а у дністровський – відкладається континентальна червоноколірна моласа.

Вивчення порід верхнього протерозою, нижнього палеозою і нижнього девону, які виходять на підмезозойську поверхню в межах Подільсько-Буковинського поперечного підняття кристалічного фундаменту, свідчить про їх значні епігенетичні зміни, можливі за умови перекриття (в домезозойський час) потужною товщею молодших палеозойських відкладів. Можливо, територія ділянки прогиналася протягом девон-кам'яновугільного часу і тільки у пізньокам'яновугільний час, як і все Поділля, була виведена з-під рівня моря. Утворена суша, порівняно з північними районами Волино-Поділля, почала інтенсивніше підніматися і піддаватися більшій ерозії.

В пізньоюрський час територія ділянки знову починає помірно прогинатися, накопичуються лагунно-морські відклади рава-руської світи і мілководні морські відклади нижнівської світи. В ранньокрейдвий час ділянка піднімається і протягом неокому та альбу тут існує суша. Прогинання починається у сеноманський час і відбувається в пізньокрейдвий час у морських умовах. Накопичуються теригенно-карбонатні відклади. Внаслідок ларамійської фази альпійської складчастості в палеогеновий час утворилася суша, яка проіснувала майже до ранньонеогенового часу, коли утворився Передкарпатський прогин, що заповнився моласою.

**Тектоніка.** Давидівська ділянка розташована у південно-східній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. У складі зони виділяються міоценовий моласовий чохол і мезозойсько-палеозойське ложе. Проведені бурові і геофізичні роботи висвітлили структурно-геологічну будову моласового чохла і дали певну уяву про будову його ложа. Основа прогину складається з мезозойської і палеозойської товщ, які відрізняються своєю структурою.

Мезозойський структурний поверх вивчений структурно-пошуковим бурінням і площадними сейсмозв'язувальними роботами в межах північно-західної половини ділянки. Він характеризується моноклінальною будовою. Відклади під кутами 1–5° занурюються у південно-західному напрямку. Ця монокліналь ускладнюється малоамплітудними структурними формами, структурними терасами і флексурами північно-західного простягання (рис. 76).

На північний схід від опорної свердловини монокліналь ускладнена флексурами. В межах ділянки простягається Банилівська флексура, за її межами – Вашківсько-Сторожинецька флексура.

Палеозойський поверх ложа слабо вивчений. Структурні сейсмічні побудови відсутні, хоча на сейсмічних профілях є відбиваючі площадки, більшість яких мало виразна чи кратна мезозойським. В районі св. Давидени-1 відбиваючі сейсмічні площадки мають кути падіння 8–10°. Заміри кутів у керні свердловини дають більші значення (у відкладах силуру – 20–22°, кембрію – до 30°).

Із урахуванням кутів викривлення свердловини (6–9°) фактичні кути падіння порід близькі до 25–35°. У св. Красноільська-1, яка розташована на відстані 5 км на південний захід, кути падіння у тиверських відкладах нижнього девону коливаються в межах 10–30°.

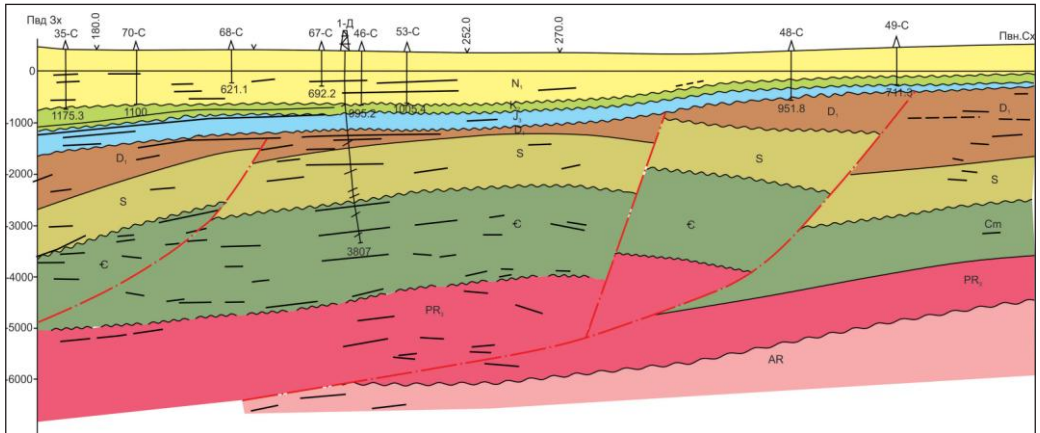


Рис. 76. Схематичний розріз через св. Давидівська-1

Сейсмічні дослідження в межах площі проводились в 1975–1985 рр. методами МВХ-РНП (до 1980 р.) і МСГТ (1983–1985 рр.). В результаті уточнена геологічна будова південно-східної частини Передкарпатського прогину, місцезнаходження основних розломів; виконані структурні побудови по відбиваючих горизонтах в археї, протерозої, палеозої (покрівля кембрію), мезозої (покрівля юри), неогені (гіпсоангідритовий горизонт, горизонти  $N_{1b3-I}$ , II в товщі косівської світи верхнього бадену) (рис. 77–79).

Результати сейсмічних робіт вказують на наявність в районі св. Давидівська-1 антиклінальної складки північно-західного простягання, насунутої на монокліналь. Подібний характер будови має район, суміжний з північно-західною частиною ділянки. Сейсмічний профіль через Іспас-Міліївську площу виявив антиклінальну складку шириною до 4 км з кутами крил  $20\text{--}25^\circ$ , яка насунута на моноклінально-залеглі відклади (рис. 80). Все це свідчить, що в межах південно-західної частини ділянки палеозойський поверх зім'ятий у відносно некруті складки, ускладнені насувами. Відклади цієї частини мають фаціальні відміни порівняно з віковими аналогами Волино-Подільського перикратону. Сverdловина Давидени-1 знаходиться у передовій лусці складчастої зони, яка відома під назвою Рава-Руська складчаста зона, яка тут насунута на монокліналь Волино-Подільського перикратону.

Таким чином, південно-західна частина ділянки належить до Західноєвропейської платформи, а друга північно-східна половина – до Східноєвропейської.

**Нафтоносність.** Перспективи нафтоносності нижньопалеозойських відкладів ділянки визначаються тектонічними і геодинамічними критеріями. Північно-східна половина ділянки належить до Балтійсько-Чорноморського перикратону, який характеризується літогеодинамічними умовами і вуглеводневим потенціалом, сприятливими для формування покладів. З цим перикратоном пов'язана нафтогазоносна смуга, яка поділяється на три області: Балтійську нафтоносну, Волино-Подільську нафтогазоносну і Переддобрудзьку перспективно газосну.

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

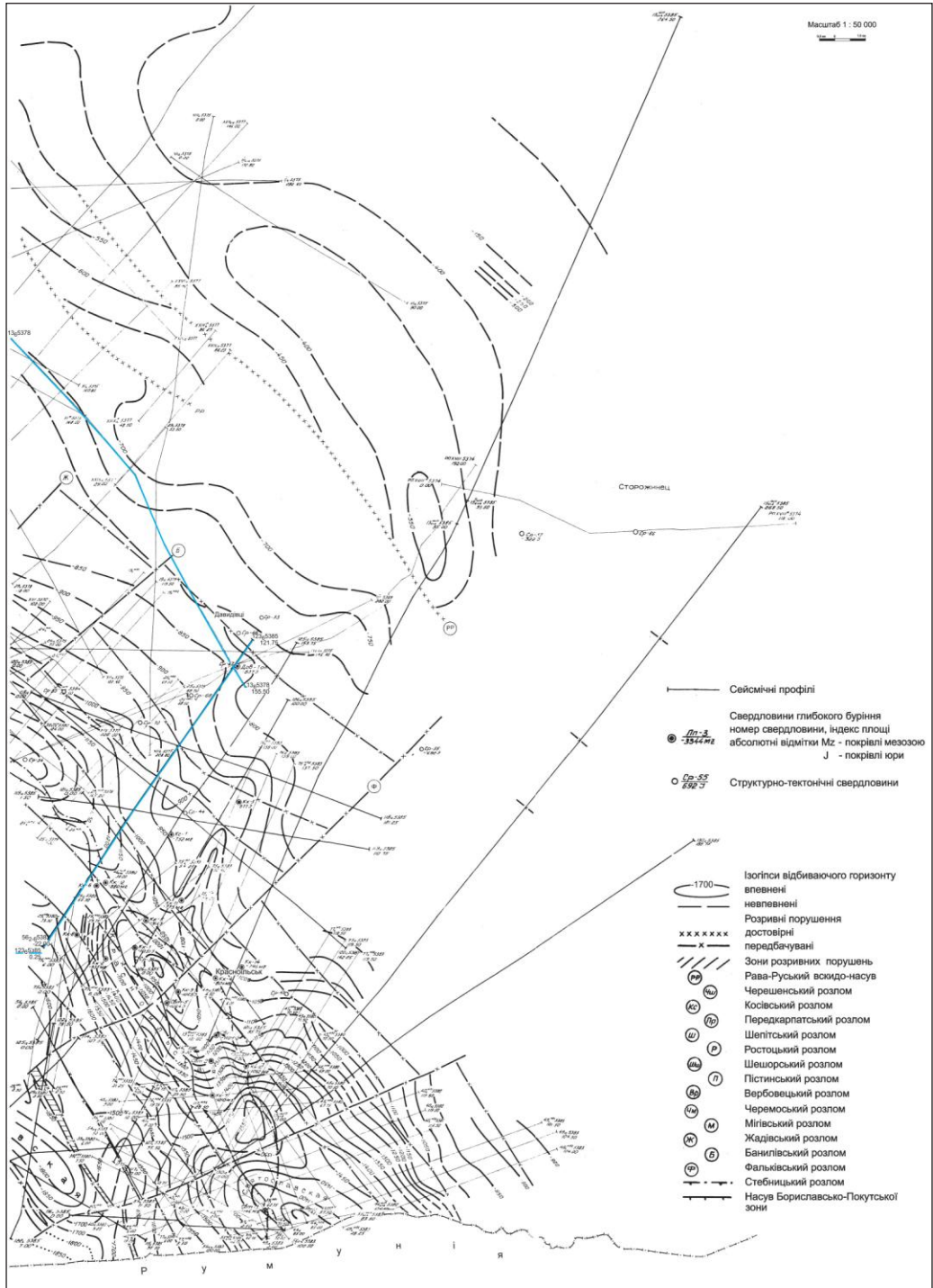


Рис. 77. Схематична структурна карта по відбиваючому сейсмічному горизонту J (покрівля юри) за даними ЗУГРЕ

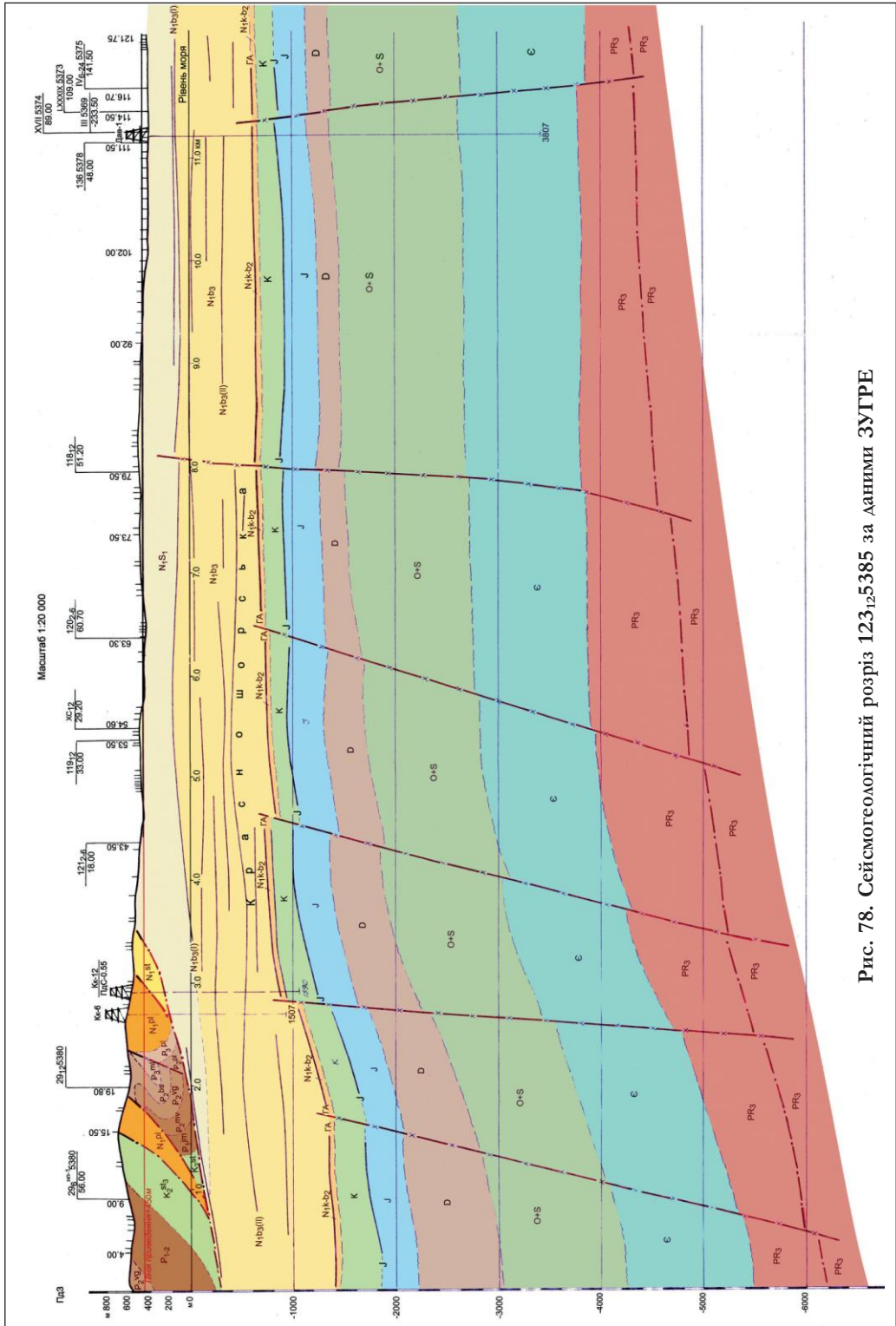


Рис. 78. Сейсмогеологічний розріз 123<sub>12</sub>5385 за даними ЗУГРЕ



4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

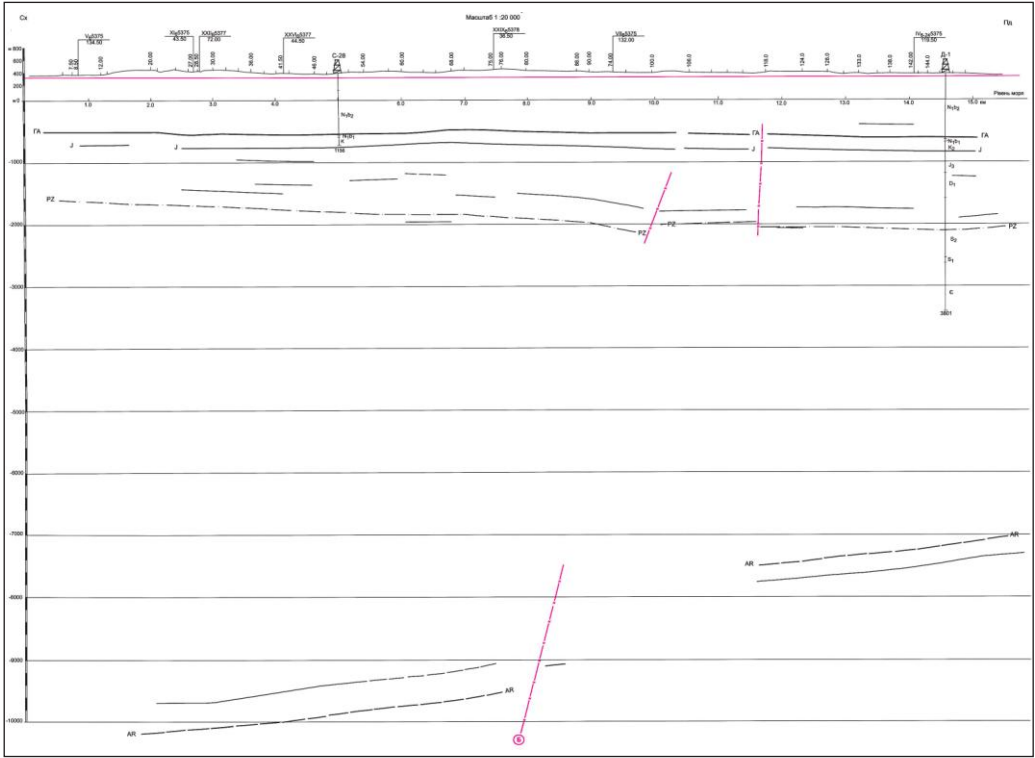


Рис. 79. Сейсмічний профіль 1365379 за даними ЗУГРЕ

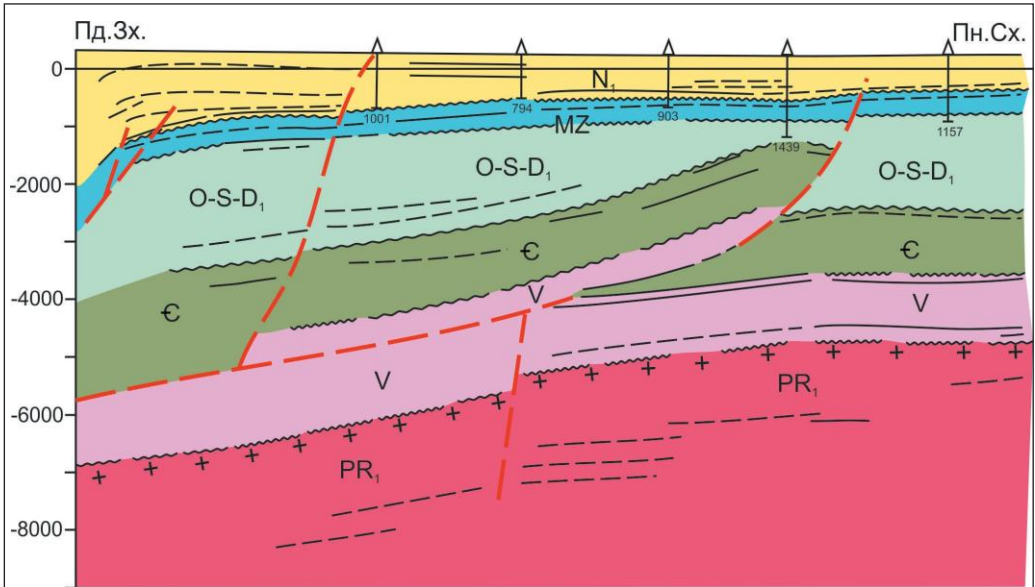


Рис. 80. Сейсмогеологічний розріз через Іспас-Мілівську дислокацію (Рава-Руський насув) за даними ЗУГРЕ

Потужна товща відкладів Волино-Подільського перикратону характеризується наявністю формацій, що заслуговують уваги як потенційні резервуари сланцевого газу. Найбільш давніми є калуські чи міньковецькі верстви валдайської серії, які відслонюються в басейні р. Дністер. Ці верстви складені 60-метровою (можливо більше) пачкою чорних аргілітів з високим вмістом  $S_{\text{орг}}$  (до 7,5 %). Порооди мікрошаруваті, зазнали значних катагенетичних змін (МК<sub>3</sub>–МК<sub>4</sub>). Прогнозується наявність цих відкладів у межах як північно-східної, так і південно-західної частин ділянки. В св. Чернівці-1 відклади валдайської серії збагачені органічними залишками.

Кембрійські відклади теж заслуговують уваги щодо пошуків сланцевого газу. Це стосується балтійської серії, складеної темно-сірими, майже чорними глинистими сланцями. На жаль, св. Давидівська-1 їх не розкрила. Колекторські властивості пісковиків бережківської серії в перикратонній частині Волино-Подільського перикратону за гідрогеологічними показниками незадовільні. За промислово-геофізичними матеріалами пористість становить 5–8 %, за лабораторними дослідженнями – 2–3 %. Низькі фільтраційно-ємнісні властивості підтверджуються відповідними дебітами, які не перевищують 1–10 м<sup>3</sup>/добу (св. Літовеж-1, Балучин-1, Великі Мости-30).

Газонасиченість кембрійських відкладів збільшується у західному напрямку. На ділянці, в св. Давидівська-1 під час буріння газовий каротаж показав аномальний вміст вуглеводнів в декількох інтервалах (20–22 % на фоні 0,2 %).

Силурійські відклади представлені чорними аргілітами, які характеризуються епігенетичними змінами (сланцюватість, ламкість та ін.). Вони дуже щільні і не мають колекторів. Їх пористість не перевищує 2,5 %. Порооди вміщують  $S_{\text{орг}}$  до 1,3 %. На Давидівській ділянці за газокерновим аналізом у породі вміст сорбованого метану становив від 73 см<sup>3</sup>/кг до 147 см<sup>3</sup>/кг, а вміст тяжких вуглеводнів – 0,2–3,5 см<sup>3</sup>/кг. За люмінесцентно-бігумінологічним аналізом вміст маслянистого бігуму у породі не перевищує 0,08 % (рис. 81).

Під час буріння у відкладах борщівського горизонту в св. Красноільськ-1 (пробурена поруч з ділянкою) відмічалися газопрояви в інт. 2075–2080 м. За межами ділянки в багатьох свердловинах газовий каротаж фіксував підвищений вміст вуглеводнів.

**Літолого-петрографічна характеристика відкладів кембрію, силуру і тиверської серії (борщівський горизонт).** На Давидівській ділянці ця частина палеозойського розрізу вивчена в св. Давидівська-1:

- 1570–1597 – нижній девон, тиверська серія, іванівський горизонт;
- 1597–1778 – " " чортківський горизонт;
- 1778–1977 – " " борщівський горизонт;
- 1977–2963 – верхній силур;
- 2963–3000 – нижній силур;
- 3000–3010 – ордовик;
- 3010–3807 – кембрій.

*Борщівський горизонт* складають в основному аргіліти з поодинокими мало-потужними прошарками вапняків. Аргіліти складені однорідним криптокристалічним матеріалом з розміром частинок менше 0,01 мм. Зустрічаються домішки

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

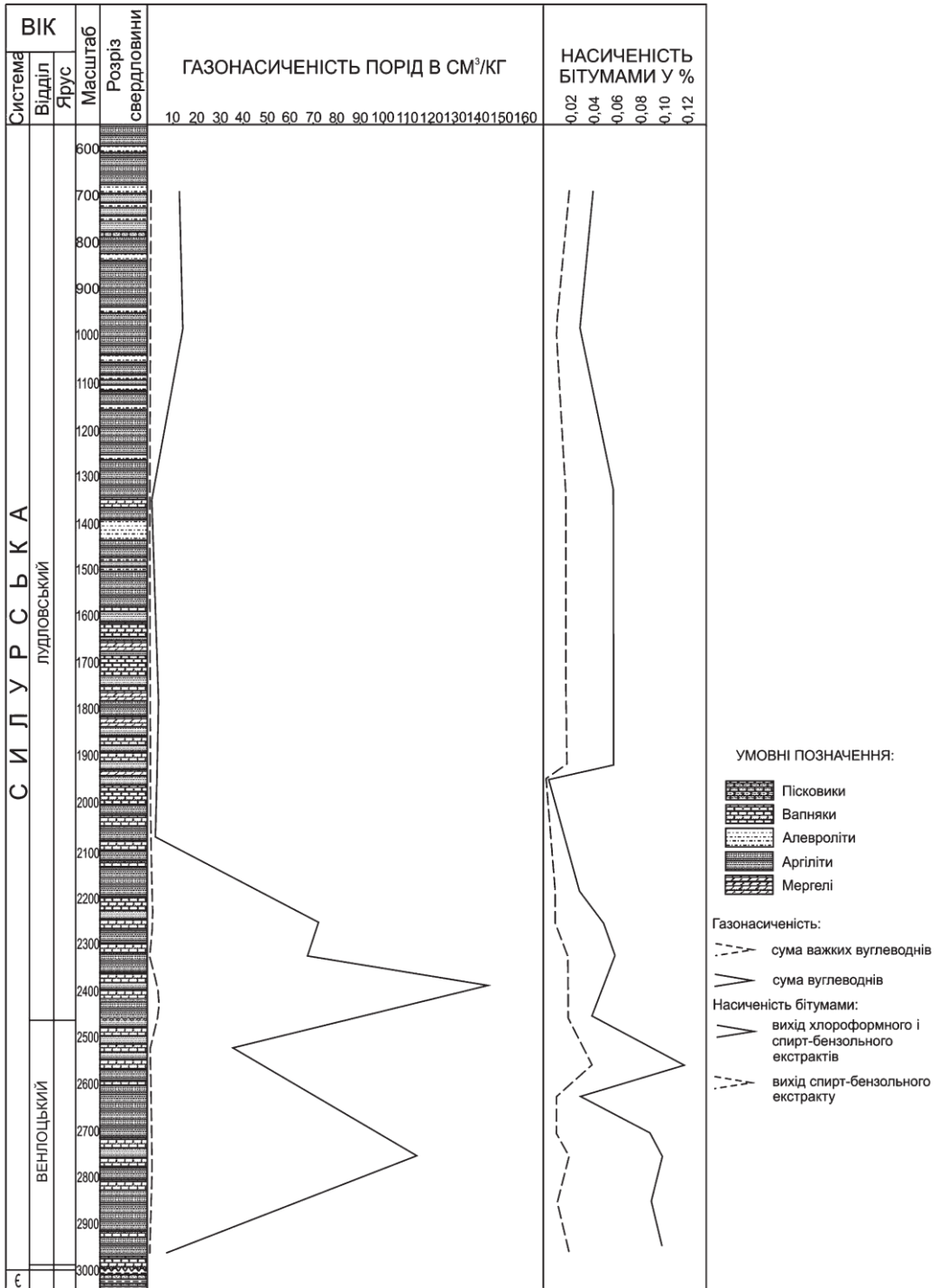


Рис. 81. Геолого-геохімічний розріз св. Давидівська-1

чисельних лусок серициту і прошарки (0,2–1,0 см) мікрозернистого кальциту з домішкою кварцу (0,01–0,02 мм). В основній масі породи наявні поодинокі зерна тонкодисперсного піриту (0,01–0,03 мм).

Відклади *скальського ярусу* представлені переважно аргілітами, які складені серицито-кременистим матеріалом, іноді з незначною кількістю пелітоморфного кальциту. Кількість карбонатів не перевищує 20 %. Луски серициту характеризуються симетричним погасанням і паралельною орієнтацією. В породі зустрічається алевритовий матеріал (до 5–8 %). Основна маса темного кольору, неоднорідного завдяки рясно розсіяним зернам піриту. Інтенсивність кольору – від ясного до майже чорного – залежить від насичення породи піритом. Структура аргілітів пелітова чи алевропелітова, текстура орієнтована чи шарувата. Карбонатність порід збільшується до низу розрізу, де досягає 20 %. З'являються мергелі і вапняки невеликої товщини – від 2 мм до 5 см.

Мергелі складені пелітоморфним, ділянками мікрозернистим кальцитом з домішкою глинисто-кременистого матеріалу з тонкодисперсним піритом. В породі наявні сильнокородовані зерна кварцу розміром 0,01–0,08 мм (15–35 %). Структура мергелів пелітоморфна, частково алевритова. Вміст  $\text{CaCO}_3$  – 50–60 %. Зустрічаються релікти перекристалізованих органічних залишків.

Вапняки мікрозернисті, місцями з численними органічними залишками, часто з домішками алевритового матеріалу. Основна маса породи складена дрібнозернистим кальцитом. Структура породи мікрозерниста, частково органогенна. Кластичний матеріал представлений невеликою (35 %) кількістю алевритових сильнокородованих зерен кварцу розміром 0,01–0,1 мм. Непрозорі мінерали представлені дрібними зернами піриту.

*Лудловський ярус* складений аргілітами з поодинокими мікропрошарками і лінзами мергелів та вапняків. Аргіліти утворені глинисто-кременистим матеріалом зі значною кількістю пелітоморфного і мікрозернистого кальциту. Основна маса породи забарвлена у темно-сірий колір завдяки рівномірно і рясно поширеним дрібним зернам піриту. В деяких різновидах аргілітів зустрічається серицит. Структура аргілітів пелітова, частково алевритиста. Мергелі глинисті, майже чорні, сильно піритизовані. Вміст  $\text{CaCO}_3$  – до 50 %. Структура породи пелітоморфна, частково мікрозерниста. Вапняки складені зернами кальциту з невеликою кількістю глинистого матеріалу і дрібних зерен піриту, більш-менш рівномірно розсіяних у породі, іноді у вигляді невеликих скупчень. Вміст  $\text{CaCO}_3$  – до 93,4 %. Структура породи мікрозерниста.

*Венлоцький ярус* утворений чергуванням вапняків (переважають), аргілітів і мергелів. Вапняки темно-сірі органогенно-уламкові детритові чи мікрозернисті, іноді доломітизовані. Вони складені чисельними органогенними поаяю збереженими залишками, які зцементовані мікрозернистим кальцитом, іноді з домішкою доломіту. Мергелі чорні глинисті алевритисті. Основна маса породи – пелітоморфний і мікрозернистий кальцит зі значною кількістю глинистого і алевритового матеріалу, зафарбований темно-сірим піритом. Вміст  $\text{CaCO}_3$  – до 38 %. Структура породи пелітоморфна, частково мікрозерниста.

*Кембрійські відклади* представлені алевролітами і пісковиками. У верхній частині розрізу (до глибини 3100 м) пісковики кварцові дрібно- і середньозер-

нисті алевритові слюдисті за нашаруванням. Структура порід псамітова, дрібно- і середньозерниста, частково алевритова. Пісковики складені з кутастих і напівобкатаних зерен кварцу. Поверхня зерен сильно кородована, іноді зерна регенеровані, їх розмір 0,02–0,5 мм. Домішка алевритового матеріалу становить 20–25 %. Погасання зерен нормальне, зрідка хвилясте. Луски мусковіту і біотиту наявні у значній кількості – від 5 % до 28 %, іноді до 40 % (переважно біотит). Розмір лусок 0,1–0,5 мм. Зустрічаються пелітизовані і серицитизовані зерна польових шпатів розміром 0,1–0,2 мм (2–3 %) і поодинокі листочки хлориту. Цементация порід порового типу, місцями контактної, регенераційної.

Решта розрізу складена пісковиками кварцитоподібними сірими і ясно-сірими, з дуже тонкими прошарками глинисто-слюдистого матеріалу. Структура пісковиків гранобластова, регенераційна. Вони утворені регенерованими зернами кварцу розміром 0,1–0,8 мм, зцементованими кварцом. Кількість цементу – 5–10 %. Обриси кластичних зерен збереглися завдяки тоненькій оболонці пилу, яка огортає їх. Оптична орієнтація зерен і новоутворень однакова. В породі зустрічаються поодинокі зерна польових шпатів, в основному плагіоклазу, халцедону, карбонатів і луски мусковіту. З непрозорих мінералів відмічаються агрегати лейкоксену.

Алевроліти сірі і темно-сірі, з мікропрошарками глинисто-смолистого матеріалу, слюдисті за нашаруванням. За структурними особливостями виділяються дрібно- (0,02–0,05 мм) і крупнозернисті (0,05–0,1 мм) різновиди, зустрічаються різнозернисті види. Всі види алевролітів містять псамітову домішку (до 25 %). Цемент алевролітів (10–40 %) серицито-кременистий, іноді в ньому присутній в незначній кількості хлорит. Цементация контактної-порового і базального типів. Алевроліти складені кородованими, місцями регенерованими зернами кварцу неправильної та округлої форми розміром 0,02–0,2 мм (60–90 %). У породі наявні (до 10–15 %) лусочки і листочки мусковіту і біотиту розміром до 0,2 мм, поодинокі листочки хлориту. Спостерігаються окремі зерна розміром до 0,1 мм польових шпатів, циркону, піроксену. З непрозорих мінералів зустрічаються лейкоксен, пірит. Останній іноді присутній у великій кількості (до 15 %) у вигляді плямистих вкраплень або розсіяних зерен. Він зафарбовує породу в темно-сірий колір.

**Петрофізичні властивості.** Породи борщівського горизонту і нижнього палеозою мають стаду питому вагу. В межах розрізу вона коливається від 2,61 г/см<sup>3</sup> до 2,7 г/см<sup>3</sup> (рис. 82, табл. 8, 9). Це щільні породи, які зазнали значних епігенетичних змін. У них практично відсутні колектори. Пористість змінюється від 0,1 % до 0,6 % при проникності менше 0,1 мД.

**Результати геохімічних досліджень силурійських відкладів у св. Давидівська-1.** Відбір проб керн в св. Давидівська-1 для геохімічних досліджень проводився в інт. 696–2966 м, у межах якого були опробовані породи верхньосилурійського і нижньосилурійського віку. Присутність як метану, так і важких вуглеводнів встановлено з глибини 696 м.

Відклади верхнього силуру (лудловський ярус) представлені чергуванням аргілітів, алевролітів, мергелів, вапняків. Встановлено, що до глибини 2100 м вони характеризуються низькими концентраціями сорбованих вуглеводневих

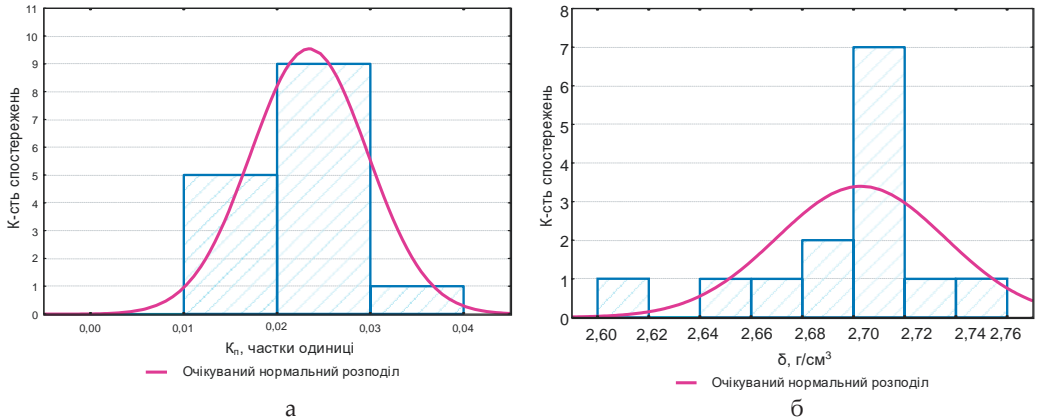


Рис. 82. Гістограми розподілів абсолютної пористості (а) та питомої ваги породи (б) відкладів силуру св. Давидівська-1

Таблиця 8. Фізичні і колекторські властивості гірських порід св. Давидівська-1

| №     | Інтервал    | Порода   | Порист. повна, % | Порист. нас., % | Щільність, г/см <sup>3</sup> | Мін. щільн., г/см <sup>3</sup> | Проникн., мД | Віднос. ел. опір, Ом·м | Швидкість, м/сек |
|-------|-------------|----------|------------------|-----------------|------------------------------|--------------------------------|--------------|------------------------|------------------|
| 18112 | 1948–1954   | аргіліт  | 2,42             | 0,24            | 2,71                         | 2,78                           | 0,1          |                        |                  |
| 18113 | 1970–1977   | "        | 2,60             | 0,18            | 2,62                         | 2,77                           | "            |                        |                  |
| 18114 | 2185–2191   | "        | 2,90             | 0,47            | 2,72                         | 2,8                            | "            |                        |                  |
| 18115 | 2106–2112   | "        | 2,54             | 2,53            | 2,72                         | 2,79                           | "            |                        |                  |
| 18116 | 2227–2232   | "        | 2,69             | 0,12            | 2,72                         | 2,79                           | "            |                        |                  |
| 18117 | 2256–2263   | "        | 2,60             | 0,19            | 2,73                         | 2,8                            | "            |                        |                  |
| 18118 | 2329–2334   | "        | 2,17             | 0,11            | 2,72                         | 2,79                           | "            |                        |                  |
| 18119 | 2387–2391   | вапняк   | 2,57             | 0,57            | 2,66                         | 2,73                           | "            | 1590                   | 5560             |
| 18120 | 2461–2467   | аргіліт  | 3,90             | 3,23            | 2,68                         | 2,8                            | "            |                        |                  |
| 18121 | 2628–2636   | вапняк   | 1,12             | 0,98            | 2,44                         | 2,75                           | "            | 750                    | 5300             |
| 18122 | 2707–2712   | "        | 1,88             | 0,29            | 2,71                         | 2,77                           | "            |                        |                  |
| 18123 | 2755–2761   | "        | 1,88             | 0,22            | 2,69                         | 2,74                           | "            |                        |                  |
| 18124 | 2932–2939   | "        | 1,93             | 0,59            | 2,72                         | 2,77                           | "            |                        |                  |
| 18125 | 2985–2993   | "        | 1,84             | 0,67            | 2,75                         | 2,75                           | "            |                        |                  |
| 18126 | 2994–3001   | "        | 2,14             | 0,38            | 2,69                         | 2,75                           | "            |                        |                  |
| 18127 | 3050–3057,6 | пісковик | 1,74             | 0,41            | 2,66                         | 2,7                            | "            |                        |                  |

Таблиця 9. Петрофізичні параметри відкладів силуру св. Давидівська-1

| Показник                               | Зразків | Середнє | Мінімум | Максимум | Дисперсія | Ст. відх. | Асиметрія | Ексцес |
|--|---------|---------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|--------|
| Питома вага породи в г/см <sup>3</sup> | 14      | 2,7029  | 2,6200  | 2,7500   | 0,00108   | 0,0329    | -1,291    | 2,075  |
| Абсолютна пористість в частках одиниці | 15      | 0,0235  | 0,0112  | 0,0390   | 0,00004   | 0,0063    | 0,591     | 2,213  |

газів, в межах фонових значень. Так, максимальний вміст за сумою вуглеводнів становить 15,7 см<sup>3</sup>/кг, за сумою важких вуглеводнів – 0,2 см<sup>3</sup>/кг (інт. 978–983 м). З глибини 2250 м концентрація вуглеводневих газів у породах збільшується і в інт. 2256–2263 м, 2391–2397 м, 2461–2467 м досягає значень 73,7 см<sup>3</sup>/кг, 146,6 см<sup>3</sup>/кг, 96,3 см<sup>3</sup>/кг за сумою вуглеводнів та 0,52 см<sup>3</sup>/кг, 3,5 см<sup>3</sup>/кг і 4,9 см<sup>3</sup>/кг за сумою важких вуглеводнів. У складі десорбованого газу відмічені насичені і ненасичені вуглеводні від метану до пентану включно, а також їх ізосполуки. Таким чином, підвищена газонасиченість порід спостерігається у нижній частині розрізу верхнього силуру, де приурочена до прошарків аргілітів.

Відклади нижнього силуру (венлоцький ярус) представлені чергуванням вапняків сірих, темно-сірих кристалічних щільних з прошарками аргілітів темно-сірих слюдистих вапнистих. Газонасиченість цих відкладів характеризується наявністю високих концентрацій сорбованих породами газів, які перевищують фонове значення в два і більше разів. Так, в інт. 2628–2636 м, 2755–2761 м сума вуглеводнів досягає 73,97 см<sup>3</sup>/кг і 115,1 см<sup>3</sup>/кг, а важких вуглеводнів – 0,2 см<sup>3</sup>/кг і 0,3 см<sup>3</sup>/кг. У складі десорбованого газу відмічені як насичені, так і ненасичені вуглеводні від метану до пентану включно. Однак, слід зазначити, що вищі го- мологи у більшості проб містяться у незначних концентраціях – від 0,0009 до 0,0013 см<sup>3</sup>/кг. У відкладах верхнього і нижнього силуру встановлені аномальні концентрації сорбованих породами вуглеводневих газів.

Компонентний склад десорбованого газу із силурійських відкладів площі Давидени, а також результати порівняння його із складом вільного газу із св. № 9 сусідньої площі Красноільськ дозволяють припустити можливість існування на цій площі газових, а не нафтових покладів. Це припущення базується на тому факті, що компонентний склад десорбованого газу на площі Давидени, як і склад газу в св. Красноільськ-9, характеризується переважанням у ньому легких фракцій вуглеводнів. У більшості аналізів газів з керна підвищених концентрацій високомолекулярних з'єднань нафтового типу не зафіксовано.

В результаті люмінесцентно-бітумологічних досліджень встановлено, що домінуючим типом бітумоїдів у всьому розрізі свердловини є масляний бітумоїд «А» у кількості від 0,08 до 0,04 % з шириною капілярних витяжок від 8 до 18 мм голубувато-жовтого кольору. Максимальні концентрації бітумоїдів (0,08 %) встановлені в аргілітах. У всіх зразках відношення хлороформового бітумоїду до спиртобензольного більше за одиницю. Таким само типом бітумоїдів і концентраціями сорбованих бітумоїдів характеризуються відклади верхнього силуру на сусідній площі Красноільськ. Там вміст бітумоїдів також досягає значень 0,08 %. Кількість кислих компонентів, отриманих спиртобензолом у більшості проб, як і на площі Давидени, нижче виходу хлороформового екстракту.

Аналогічні відклади на площі Горохів характеризуються різко відмінною бітумонасиченістю. На цій площі концентрація бітумоїдів незначна, максимальні значення досягають 0,02 %. Ширина капілярних зон від 4 до 6 мм, а домінуючим типом бітумоїдів є маслянисто-смолистий і смолистий. Аналіз фактичного матеріалу свідчить про те, що на площі Давидени бітумоїди несмолистого характеру, а отже у відкладах верхнього силуру цієї площі існує сприятлива геохімічна обстановка для збереження покладів вуглеводнів.

#### 4.3.4. Белзька ділянка

Ділянка розташована у внутрішній зоні Львівського прогину, простягається широкою смугою в північно-західній прикордонній частині Львівської області (рис. 83). В геологічній будові території беруть участь відклади нижнього і верхнього палеозою товщиною близько 5000 м та мезозою товщиною до 500–1000 м. Стратиграфічний розріз, розкритий св. Великі Мости-30, такий:

- 0–482 м – крейда;
- 482–505 – юра;
- 505–850 – карбон;
- 850–2208 – верхній девон;
- 2208–2358 – середній девон;
- 2358–3483 – нижній девон;
- 3483–4044 – силур;
- 4044–4120 – ордовик;
- 4120–4803 (вибій) – кембрій

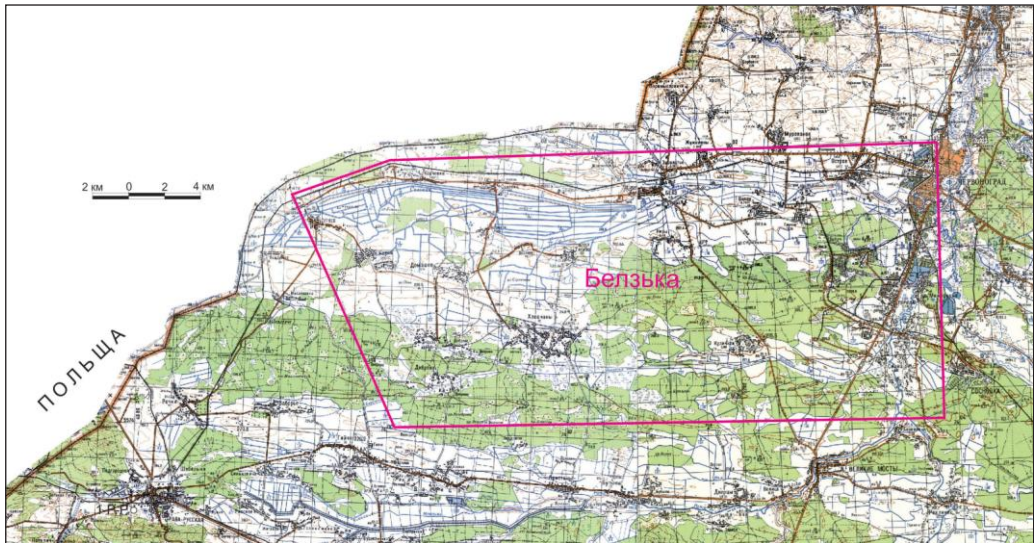


Рис. 83. Оглядова карта Белзької ділянки

Нижньопалеозойські відклади представлені кембрійськими, ордовицькими і силурійськими утвореннями. Кембрійські відклади в нижній частині (балтійська серія) складені сірими аргілітами з прошарками алевролітів. Респта (понад 600 м) – це чергування пачок перешарування, в яких переважають то кварцові пісковики, то алевроліти з аргілітами. Породи в св. Великі Мости-30 характеризуються кутами близько 45°. На цих відкладах лежить пачка (понад 80 м) піщано-карбонатних порід ордовицького віку. Їх перекриває силурійська товща (понад 800 м) чергування грудкуватих вапняків і темно-сірих, майже чорних аргілітів. Продовжують розріз нижньодевонські відклади, які залягають з кутами 10–15°. У нижній частині це майже чорні аргіліти з прошарками вапняків (борщівський горизонт), які догори за розрізом переходять спочатку



у тонке перешарування темно-сірих аргілітів, алевролітів і вапняків (чортківський горизонт), а потім у перешарування пісковиків, алевролітів і аргілітів (іванівський горизонт); у верхах цієї частини розрізу з'являються червоноколірні породи. Завершується нижньодевонський розріз дністровською серією порід. Це переважно червонобарвна товща перешарування аргілітів, алевролітів і пісковиків. Загальна товщина нижньодевонських відкладів до 1000 м. На них лежить переважно карбонатна 1500-метрова товща середнього і верхнього девону. Завершується палеозойський розріз майже 700-метровою товщею теригенних порід кам'яновугільного віку.

На еродованій поверхні палеозою лежать карбонатні і теригенні відклади мезозою, товщина яких змінюється від 500 до 1000 м.

Львівський палеозойський прогин у межах ділянки представлений Бузьким синклінієм і частиною Жовківсько-Зашківського антиклінорію. Останній характеризується вузькими складками, які мають вигляд лусок, насунутих одна на другу. Кути падіння порід цієї частини 50–60°. Дзеркало складчастості тут гіпсометрично вище на 500–700 м порівняно з Бузьким синклінієм, на який Жовківсько-Зашківський антиклінорій насунутий. Бузький синклінорій характеризується спокійнішою будовою. Тут встановлено декілька антиклінальних складок (Борщівська, Бутинська, Белз-Мілятинська), які ускладнені більш пологими насувами. Складки поділені широкими синкліналями. Уяву про геологічну будову площі дає розріз, наведений на рис. 84.

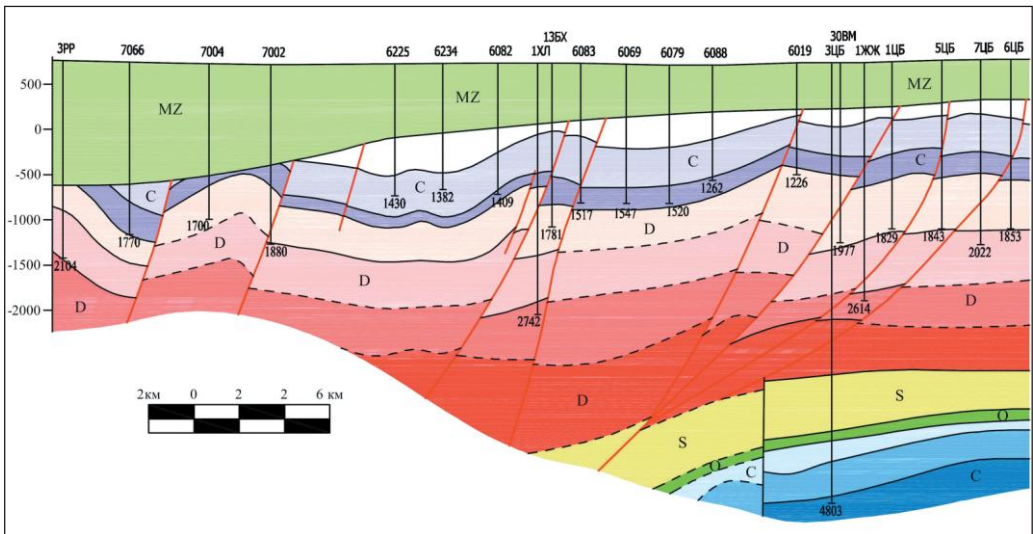


Рис. 84. Геологічний розріз через свердловини Рава-Руська-3 – Великі Мости-30

Перспективними для пошуків сланцевого газу є чорні аргіліти силуру і ущільнені колектори кембрію, в яких при бурінні свердловини спостерігалися газопрояви. Аналіз газу із покладу в середньодевонських відкладах у свердловині наведений у табл. 10.

Таблиця 10. Склад газу в св. Великі Мости-30 (середній девон)

| CH <sub>4</sub>       | C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> | C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> | C <sub>4</sub> H <sub>10</sub> <sup>+</sup> | C <sub>5</sub> H <sub>12</sub> <sup>+</sup> | CO <sub>2</sub>     | N <sub>2</sub>       | Теплота згоряння             |
|-----------------------|-------------------------------|-------------------------------|---|---|---------------------|----------------------|------------------------------|
| 81,8–88,22 ÷<br>92,69 | 0,251–1,04 ÷<br>2,79          | 0,127–0,06 ÷<br>0,24          | 0,007–0,01 ÷<br>сліди                       | 0,002 ÷<br>0,1                              | 0,5–0,2 ÷<br>0,0667 | 17,31–10,4 ÷<br>4,07 | 785,5<br>ккал/м <sup>3</sup> |

#### 4.3.5. Лудинсько-Монастирецька та Андріївсько-Бережанська перспективні зони

У силурійському комплексі виділено дві перспективні зони на пошуки сланцевого газу: Лудинсько-Монастирецька та Андріївсько-Бережанська.

Лудинсько-Монастирецька перспективна зона розташована в північно-західній частині Волино-Подільської нафтогазоносної області, у межах Волинського нафтогазоносного та Бузького газоносного району. В структурно-тектонічному відношенні вона приурочена до ЛПП, з півночі обмежується Ковельським виступом, із заходу – Белз-Балучинським насувом. Північні фланги зони охоплюють частину Локачинського валу північно-східного простягання, яка співпадає з піднятим крилом однойменного розлому в фундаменті, а також із Вітонізьким та Луцьким розломами фундаменту. У безпосередньої близькості від ділянки на заході і північному сході розташовані відповідно Великомоствівське та Локачинське газові родовища. Глибини залягання покрівлі відкладів силуру тут змінюються від -1800 м до -2500 м. У літологічному відношенні відклади представлені аргілітами з прошарками вапняків, кількість яких поступово зменшується в західному напрямку. Аргіліти чорні, зеленувато-сірі, тонковідмучені, скрем'янілі, нерівномірно вапнисті, нерідко бітумінозні.

В межах перспективної зони пробурено понад 10 свердловин, які розташовані досить рівномірно і достатньо впевнено характеризують її геологічну будову. Наприклад, в св. Лудинська-15 в інтервалі глибин 2200–2615 м, де товщина силурійських відкладів досягає 425 м, виділяються пачки глинистих порід товщиною понад 100 м (рис. 85). Вміст C<sub>орг.</sub> змінюється від 0,5 % на заході ділянки до 2,2 % на сході. Ступінь катагенезу у межах зони поширення перспективних відкладів – від МК<sub>2</sub> до МК<sub>4</sub>. На рис. 86 наведено глибини та ступінь катагенезу на прикладі свердловини Сушнівська-1 в центральній частині перспективної ділянки [119].

Загальна площа Лудинсько-Монастирецької зони, перспективної на пошуки сланцевого газу у силурійських відкладах, становить 2657 км<sup>2</sup>. Пропонується п'ять ділянок для отримання спецдозволів на користування надрами: Лудинсько-Тумівська, Літовезько-Хобултівська, Сокаль-Підберезівська, Сушнівсько-Ново-Витківська та Добротвірсько-Монастирецька (рис. 87).

Андріївсько-Бережанська перспективна зона розташована в центральній частині Волино-Подільської нафтогазоносної області; її північно-західна частина заходиться в межах Бузького газоносного району, північно-східна – в межах Волинського нафтогазоносного району; центральна і південна частини – в межах Подільського перспективного району. В структурно-тектонічному відношенні

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

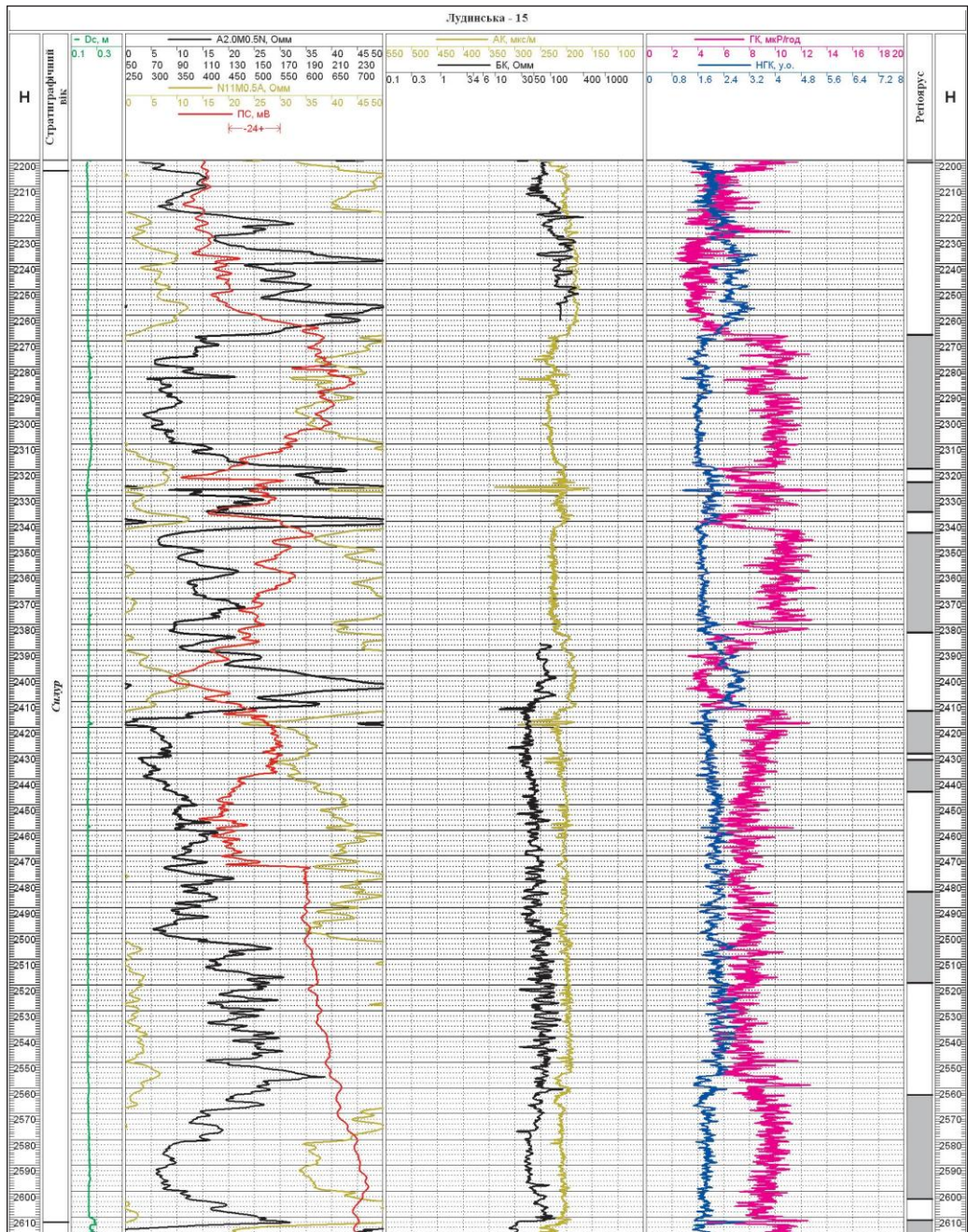
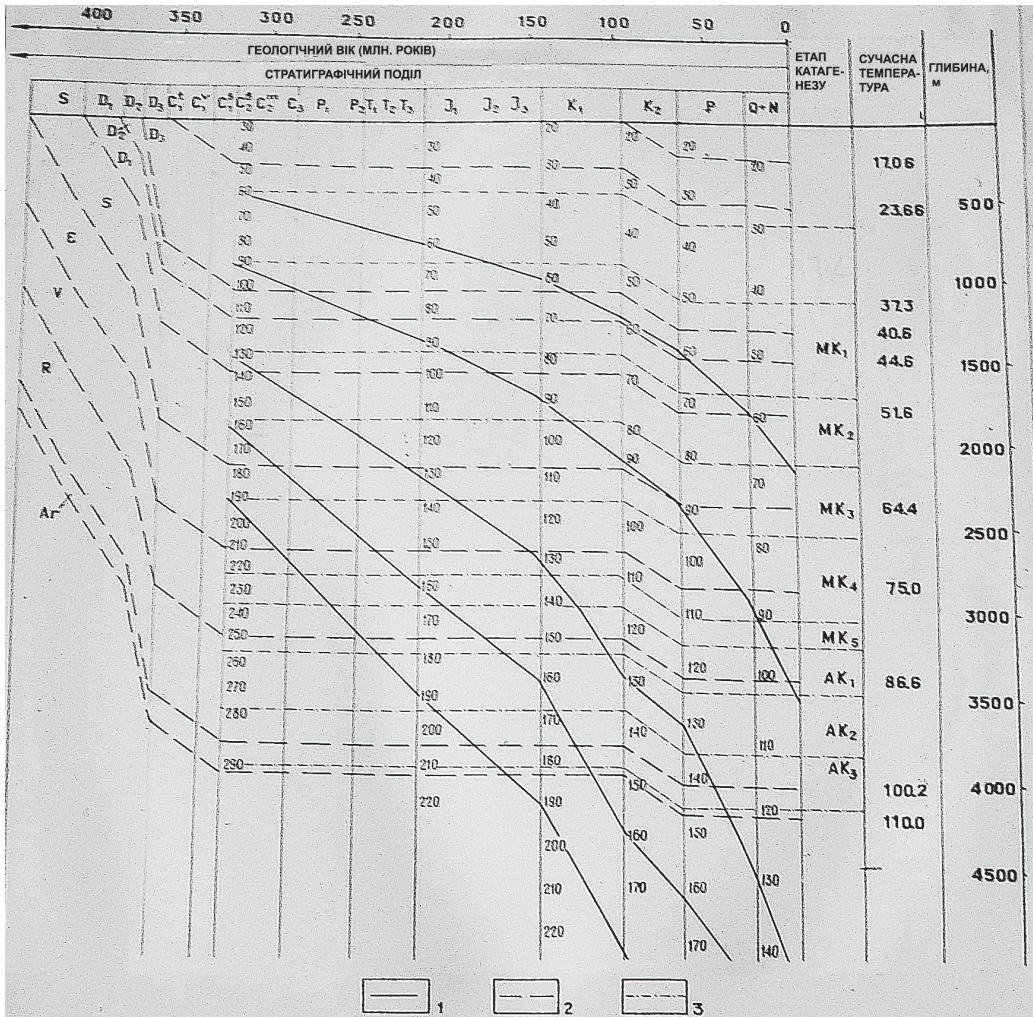


Рис. 85. Геолого-геофізичний розріз св. Лудинська-15 (силурійський комплекс)



1 – геозотерми, 2 – межі стратиграфічних комплексів, 3 – межі катагенетичних зон.

Рис. 86. Глибинне положення етапів катагенезу в розрізі св. Сушнівська-1

перспективна зона приурочена до Зовнішньої зони Львівського палеозойського прогину.

За даними геолого-геофізичних досліджень, загальний структурний план палеозойських відкладів, з якими пов'язані основні перспективи газонасності, в межах цієї площі характеризується моноклінальним падінням порід зі сходу на захід з певними ускладненнями, які пов'язані з розвитком структурних носіїв субширотної орієнтації, а також порушень субмеридіонального і субширотного простягання та діагональних порушень північно-східного і північно-західного простягання. В будові осадового чохла беруть участь кембрійські, ордовіцькі, силурійські, девонські, нижньокам'яновугільні і мезозойські відклади.

Перспективні горизонти в межах Андріївсько-Бережанської зони розкриті

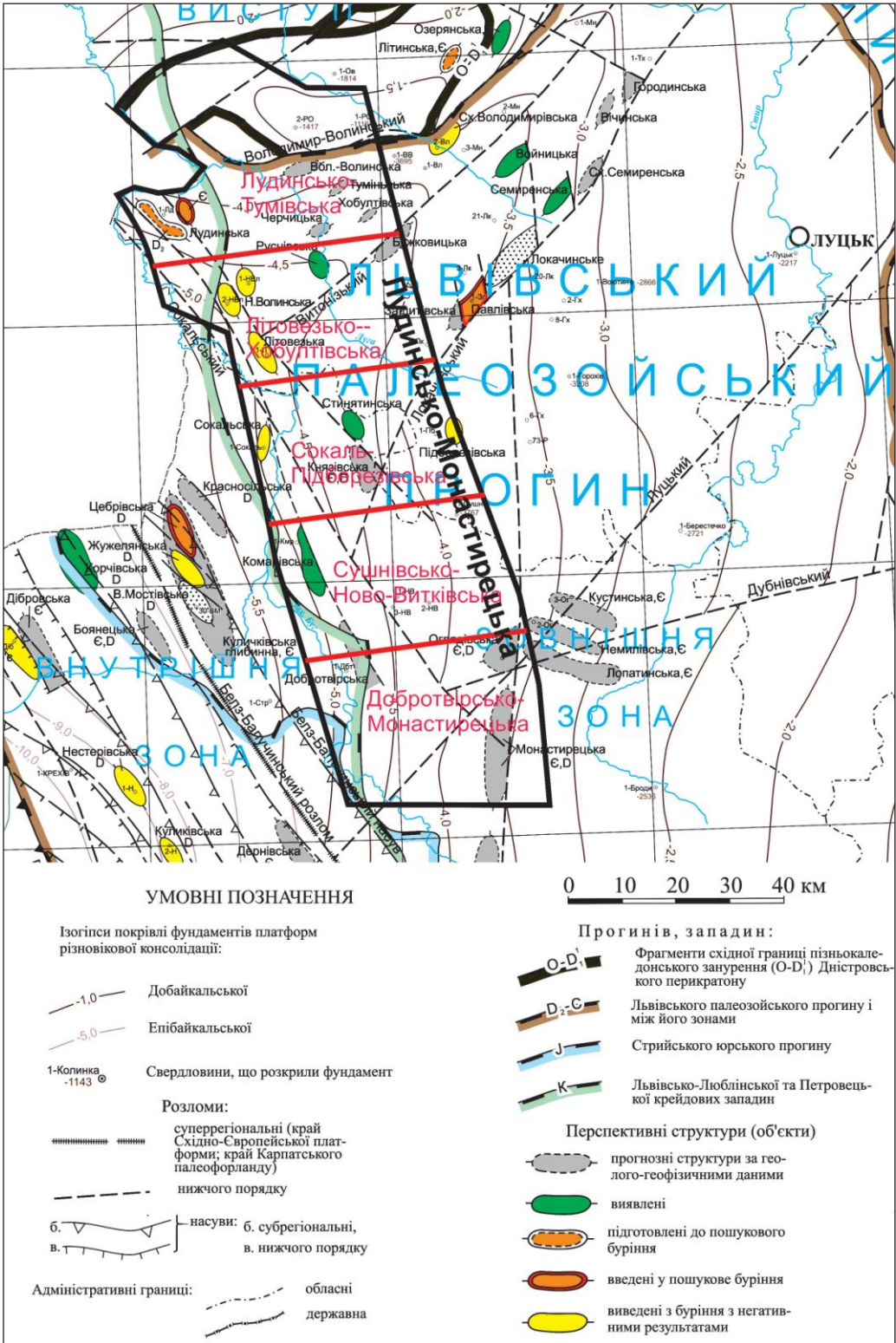


Рис. 87. Перспективні ділянки Лудинсько-Монастирської зони

св. Балучинська-1, 3 та Бережанська-1. Глибини залягання силурійських відкладів становлять від -2150 м на півночі до -900 м на півдні, їх товщина – від 440 м до 550 м. Товщина глинистих пачок – від 60 м до 80 м.

Загальна площа перспективної зони становить 1531 км<sup>2</sup>. В її межах виділяються три перспективних ділянки: Андріївська, Лонська, Бережанська (рис. 88).

#### 4.3.6. Прогнозна оцінка ресурсного потенціалу

В межах Волино-Поділля визначені такі основні рівні поширення глинистих товщ:

- верхня частина венду (верхньовалдайська серія) – товщина глинистих пачок 20–40 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  1,2–3 % (інколи до 7,5 %), стадія катагенезу МК<sub>3</sub>–АК<sub>3</sub> ( $R_o$  – 1,1–4,9);
- верхня частина нижнього кембрію (відклади балтійської серії) – товщина глинистих пачок 20–60 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  – 0,8–1,2 %, ступінь катагенезу – МК<sub>3</sub> до АК<sub>3</sub> ( $R_o$  – 1,1–4,5);
- нижня та середня частини ордовіку – середня товщина глинистих пачок не перевищує 2–3 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  від 0,5 % до 0,9 %, стадія катагенезу від МК<sub>3</sub> до МК<sub>5</sub>;
- нижній (китайгородський і баговицький горизонти) і верхній силур (малиновецький і скальський горизонти) в межах відкритоморської фаціальної зони – товщини пластів сланцевих порід 70–80 м (до 100 м), вміст  $C_{\text{орг.}}$  0,7–1,9 %, ступінь катагенезу МК<sub>2</sub>–АК<sub>3</sub> ( $R_o$  – 1,0–3,7);
- верхня частина лохківського ярусу (тиверська серія) – товщина глинистих пачок 7–15 м, в поодиноких випадках до 20 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  0,4–0,8 %, ступінь катагенезу порід від ПК<sub>3</sub> до МК<sub>4</sub> ( $R_o$  – 0,45–1,35), в межах центральних районів – МК<sub>2</sub>–М<sub>4</sub> ( $R_o$  – 0,7–1,35), основний район розповсюдження – центральна частина Волино-Поділля;
- нижня частина фаменського ярусу (нижньофаменський під'ярус, буянівська світа) – товщина глинистих пачок 5–10 м, в окремих випадках до 12–15 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  0,5–2,5 %, ступінь катагенезу від ПК<sub>2</sub> до МК<sub>1</sub> ( $R_o$  – 0,35–0,55), основний район розповсюдження – західна частина Волино-Поділля;
- нижня частина верхньовізейського під'ярусу (нижня частина окського горизонту) – товщина глинистих пачок 3–4 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  0,2–0,6 %, ступінь катагенезу від ПК<sub>2</sub> до МК<sub>1</sub> ( $R_o$  – 0,35–0,50), область поширення – західні райони Волино-Поділля;
- нижня частина серпуховського ярусу (порицька світа) – товщина глинистих пачок 10–20 м, в окремих випадках до 30–40 м, вміст  $C_{\text{орг.}}$  0,5–1,0 %, в окремих випадках – до 1,5 %, ступінь катагенезу від ПК<sub>2</sub> до МК<sub>1</sub> ( $R_o$  – 0,35–0,50);
- середня частина серпуховського ярусу (лишнянська світа) – товщина глинистих пачок 10–15 м (до 20–30 м), вміст  $C_{\text{орг.}}$  0,5–1,0 %, ступінь катагенезу ПК<sub>2</sub>–МК<sub>1</sub> ( $R_o$  – 0,35–0,50);
- середня частина башкирського ярусу – товщина глинистих пачок 5–10 м, в окремих випадках до 20 м, вміст РОР – 0,4–3,0 %, середній вміст  $C_{\text{орг.}}$  не перевищує 0,7 %, ступінь катагенезу від ПК<sub>1</sub> до ПК<sub>3</sub> ( $R_o$  – 0,25–0,45);

4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

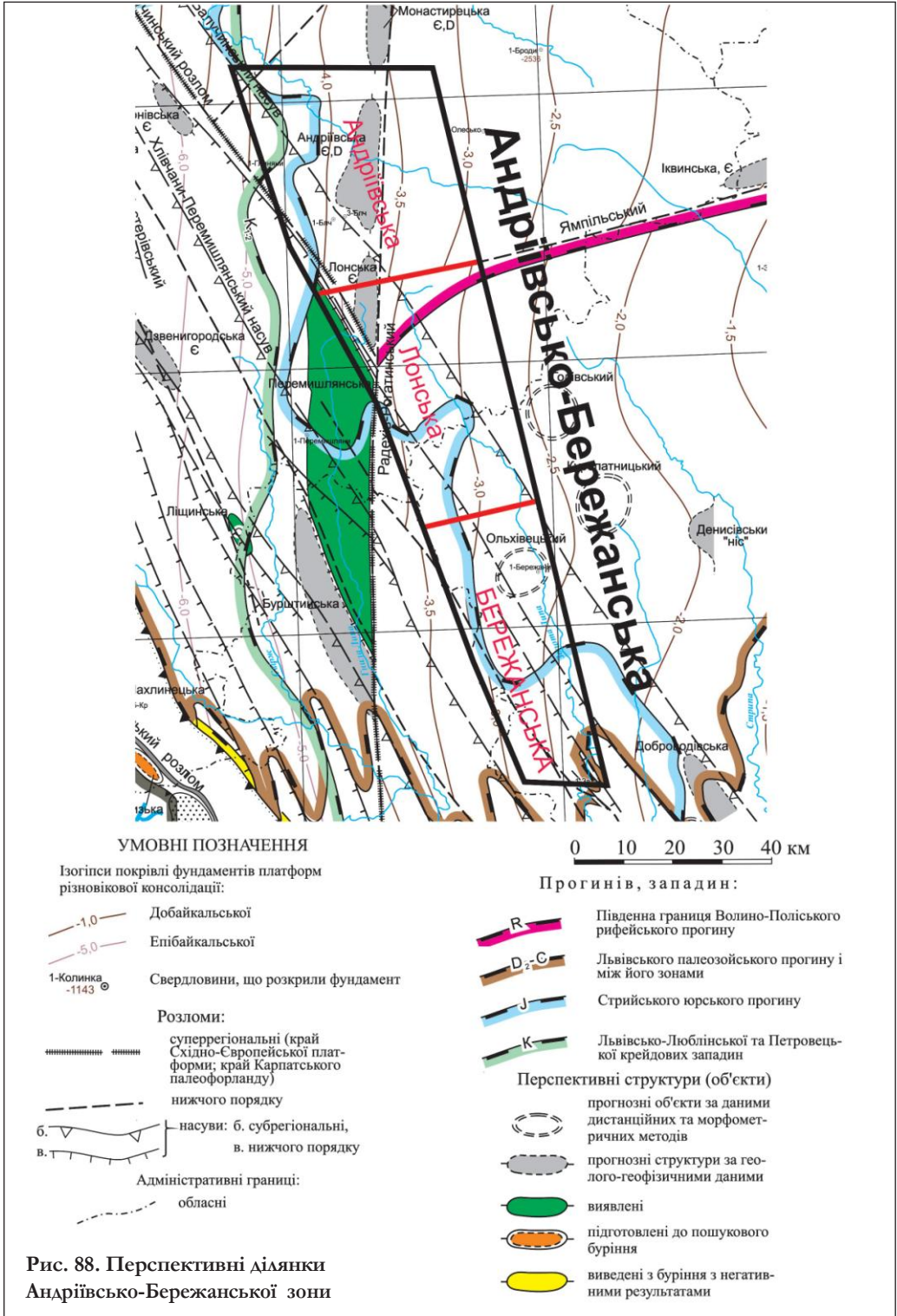


Рис. 88. Перспективні ділянки Андріївсько-Бережанської зони

- середня частина верхньої юри – товщина глинистих пачок в середньому не перевищує 5–10 м, ступінь катагенезу порід ПК<sub>1</sub> ( $R_o < 0,30$ );
- нижня частина крейдових відкладів – глинисті породи поширені у вигляді окремих прошарків невеликої товщини – до 2–3 м, ступінь катагенезу ПК<sub>1</sub> ( $R_o - < 0,30$ ).

Найперспективнішими стратиграфічними комплексами для пошуку сланцевого газу в межах Волино-Поділля є:

- верхня частина венду (верхньовалдайська серія) (рис. 89);
- нижня частина нижнього кембрію (балтійська серія);
- нижній силур (китайгородський та баговицький горизонти);
- верхній силур (малиновецький і скальський горизонти).

Що стосується відкладів нижнього девону (лохківський ярус, тиверська серія), то у зв'язку із низьким вмістом  $S_{орг.}$  (0,4–0,8 %) і порівняно невеликими товщинами глинистих пачок їх слід розглядати як об'єкти другої черги.

Відклади верхнього девону вміщують глинисті товщі зі значними вмістом  $S_{орг.}$  – 0,5–2,5 %, в окремих випадках – 4,0–5,0 %, однак низький ступінь катагенезу не дозволяють віднести їх до розряду перспективних. Глинисті відклади кам'яновугільного комплексу (серпуховський та башкирський яруси) загалом характеризуються значеннями вмісту  $S_{орг.}$  нижче граничних та мають невисокий ступінь катагенетичних перетворень (ПК<sub>2</sub> до МК<sub>1</sub>) і в зв'язку з цим як перспективні не розглядаються. Глинисті відклади мезозою та кайнозою в зв'язку з низькою стадією термальної зрілості є безперспективними для пошуків сланцевого газу. Визначені перспективні території, де розвинені перспективні комплекси:

- верхнього венду – нижнього кембрію (верхньовалдайська та балтійська серії) – західні та південно-західні райони Волино-Поділля сумарною площею 8670 км<sup>2</sup>;
- силуру (китайгородський, баговицький, малиновецький, скальський горизонти) – західні, південно-західні, південні райони Волино-Поділля сумарною площею 14500 км<sup>2</sup>

Прогнозна кількісна оцінка ресурсного потенціалу газовмісних чорносланцевих порід виконана для 4-х ділянок: Рава-Руської, Східноліщинської, Давидівської та Белзької, наявний матеріал по яких дозволяє це зробити з певною мірою вірогідності.

Як еталон для порівняння було вибрано родовище Хайнесвілл (США), котре, за кількістю  $S_{орг.}$  і за глибинами залягання подібне до перспективних площ Західного регіону. Виходячи з цього, був прийнятий вміст газу в кількості 3,0 м<sup>3</sup>/т для Рава-Русько-Крехівської, Східноліщинської та Белзької ділянок, а для Давидівської використана визначена газонасиченість порід.

Товщини порід визначались товщинами горизонтів, де кількість  $S_{орг.}$  вища за 0,5 %, а також враховувались збільшення газопоказів на газових каротажах, зміни температур під час замірів термоградієнтів та ін. При визначенні ваги порід їх густина в середньому була прийнята рівною 2700 кг/м<sup>3</sup>.

Для Давидівської площі середня газонасиченість прийнята 70 см<sup>3</sup>/кг. При прогнозній оцінці ресурсного потенціалу площа кожної ділянки приймалась рівною 500 км<sup>2</sup>.



#### 4. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ СЛАНЦЕВИХ ФОРМАЦІЙ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

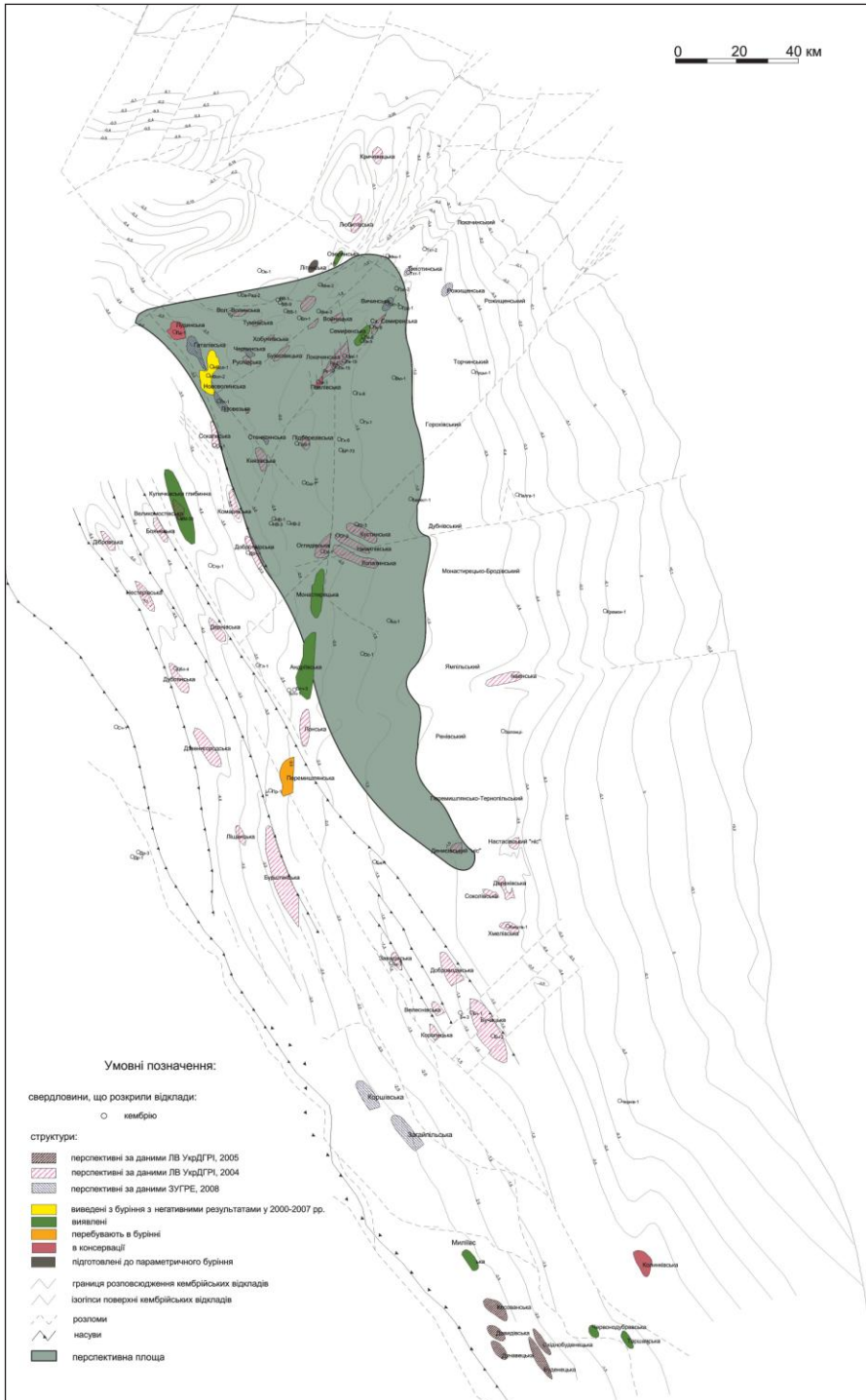


Рис. 89. Карта розташування перспективної ділянки на пошуки сланцевого газу у верхньовендсько-нижньокембрійському комплексі

Рава-Русько-Крехівська ділянка. На ділянці в 50-ті роки ХХ ст. була пробурена опорна свердловина Рава-Руська-1. Свердловина бурилась із суцільним відбором керна і виконанням всіх відомих на той час методів дослідження кам'яного матеріалу та запису кривих ГДС. Результати досліджень наведені в попередніх розділах. Вміст органіки, визначений у той час, переведений в потрібну тепер загальну кількість  $C_{орг.}$ , який при його низьких значеннях співрозмірний з ТОС, визначений за сучасною методикою Rock-Eval. Встановлено, що значення  $C_{орг.}$  більше 0,5 % відмічено у відкладах силуру в інтервалі 1850–1900 м та 2050–2650 м, а в окремих прошарках другого інтервалу  $C_{орг.}$  0,7–1,1 % (інт. 2145–2150 м та 2350–2650 м). Свердловина розташована в зоні АК<sub>2</sub> на зрізі -2500 м і в зоні АК<sub>1</sub> на зрізі -1500 м. Є й інші сприятливі критерії наявності СГ (мінералогічні особливості, літологічний склад, тріщинуватість).

Під час аналізу матеріалів по параметричній свердловині Крехівська-1 встановлено, що кількість  $C_{орг.}$  в розрізі тиверської серії девону та у відкритій свердловиною товщі силуру незначна (від 0,01 % до 0,4 %) і тільки в привибійній частині (нижче 4800 м) досягає 0,5 %. Цей факт не дозволяє відносити дану територію до перспективних для пошуку СГ. Враховуючи це, а також наявні геологічні та сейсмічні побудови, вважаємо доцільним змінити територію ділянки: обмежити її на південному сході, не доходячи до св. Крехівська-1, та розширити в південно-західному напрямку. Цю ділянку рекомендується назвати Рава-Руською. Прогнозна оцінка ресурсного потенціалу сланцевого газу (за прийнятої прогнозовної оцінки перспективної товщини 120 м) становить 490 млрд м<sup>3</sup> газу.

Прогнозні оцінки СГ Східноліщинської та Белзької ділянок визначалися аналогічним методом. Вони є перспективними, тому що вміст  $C_{орг.}$  тут вищий за 0,5 % (0,6 – 1,2 % на Ліщинській ділянці, 0,7 % на Белзькій ділянці). За прийнятої перспективної товщини 80 м на Східноліщинській ділянці оцінка тут СГ становить 326 млрд м<sup>3</sup>, а на Белзькій ділянці при товщині 50 м – 204 млрд м<sup>3</sup>.

На Давидівській ділянці при середній газонасиченості порід 70 см<sup>3</sup>/кг породи в 600 м перспективній товщі прогнозна оцінка СГ становить 567 млрд м<sup>3</sup>.

Загалом на 4-х виділених ділянках прогнозна оцінка геологічного ресурсного потенціалу становить 1587 млрд м<sup>3</sup> газу. Приймаючи коефіцієнт видобування сланцевого газу рівним 10 %, отримуємо видобувні ресурси в кількості 158,7 млрд м<sup>3</sup> газу. На всій перспективній території Волино-Поділля, враховуючи її площу, ці ресурси будуть як мінімум в чотири рази більші. Тобто вони можуть скласти близько 635 млрд м<sup>3</sup> газу.

Враховуючи глибини залягання продуктивних горизонтів можна запропонувати таку рейтингову оцінку ділянок стосовно відкриття покладів СГ: 1) Рава-Руська, 2) Давидівська, 3) Белзька, 4) Східноліщинська.

Необхідно зазначити, що на виділених ділянках можливе відкриття конвенційних родовищ і покладів газу в протерозойських і палеозойських відкладах [77].

В подальшому слід виконати детальне вивчення інтервалів з підвищеною кількістю ТОС, кореляцію розрізів свердловин, особливо зі стратиграфічними

рівнями, де значення ТОС вище необхідного мінімуму. Необхідно створити кореляційні схеми за матеріалами всіх наявних методів ГДС, вивчити відображення на цих схемах даних з підвищеними значеннями ТОС, визначити товщини інтервалів з відповідним ТОС, детально вивчити літолого-фаціальні, петрофізичні та фізико-механічні характеристики порід у перспективних інтервалах розрізу, підрахувати прогнозні ресурси.

На кожній із ділянок пропонується виконання наземної сейсмозвідки (в модифікаціях 2D і 3D), поверхневих газових геохімічних замірів, буріння параметричних свердловин з повним відбором керна в перспективних стратиграфічних комплексах з подальшими лабораторними дослідженнями та проведення спеціального (для вивчення інтервалів сланцевого газу) комплексу ГДС (у тому числі ВСП).

---

---

## 5. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ ЩІЛЬНИХ ПОРІД ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

На основі розроблених критеріїв визначено, що найперспективнішим стратиграфічним комплексом для пошуку газу в щільних породах в межах Волино-Поділля є відклади кембрію. У літологічному відношенні це піщано-алевролітові відклади, складені товстими пачками пісковиків, які чергуються з менш товстими пачками глинисто-алевролітових порід. Пісковики сірі масивні дрібнозернисті кварцові з контактово-регенераційним типом цементації. Товщина пачок від 50 м до 550 м, глибина залягання від 0 м до 1500–4000 м.

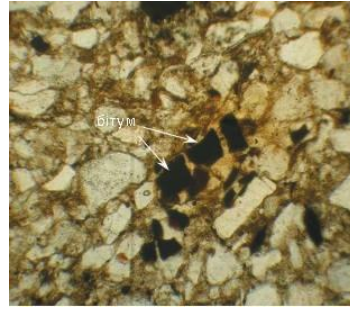
У межах Волино-Подільської плити кембрійська система представлена нижнім, середнім і верхнім відділами. Загальна товщина кембрійських відкладів змінюється від 0–100 м в північній і східній частинах, до 1000–1200 м у південно-західній частині, а глибини залягання – від кількох сотень до 4500 м. Кембрійські утворення складені піщано-глинистими породами, які за літологічними ознаками розділяються на дві серії – нижню балтійську, що охоплює нижню та середню частини нижнього кембрію, і верхню бережківську (верхня частина нижнього кембрію–верхній кембрій). Колекторами в кембрійських відкладах є, в основному, масивні пісковики. Колекторські властивості порід значно змінюються за площею залежно від літофаціальних особливостей. Відклади кембрію формувалися у мілководному морському басейні [51]. У басейні осадонакопичення простежується тенденція поступового переходу від прибережних фацій до більш глибоководних та зміна літотипів порід: від грубозернистих пісковиків з гравелітами та конгломератоподібними породами в підосві до різнозернистих пісковиків і алевролітів, ритмічного чергування піщаних та глинистих порід покрівлі окремих горизонтів. Спостерігається суттєве збільшення піскуватості у розрізі балтійської серії.

Детальні літолого-петрофізичні дослідження кембрійських відкладів проведено на зразках порід із свердловин Володимирівська-2, Лудин-15, Бучач-3 і Ліщинська-1 [190].

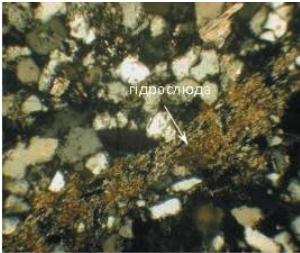
У свердловині Володимирівська-2 літолого-петрофізичні дослідження проведено на 17 зразках пісковиків та аргілітів в інтервалі глибин 2032–2370 м. Пісковики кварцові дрібнозернисті косошаруваті, зі слідами брижі водних палеотечій та субгоризонтальними, косими та похилими глинистими прошарками, збагаченими лейстами гідролюд та твердих бітумів (антраксоліт) (рис. 90). З бітумами пов'язана наявність піриту та інших сульфідних мінералів (марказит). За мінералогічним складом вони, в більшості випадків, мономінеральні або олігоміктові. Цементація їх нерівномірна і змішана. Тип цементації – базальний,



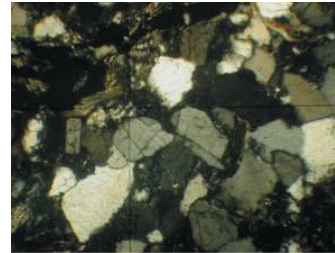
Пісковик кварцовий з шаруватістю типу брижі, 2032–2035 м



Пісковик кварцовий дрібнозернистий з бітумом, 2032–2035 м, 90°



Пісковик кварцовий дрібнозернистий з прошарком гідрослюди, 2520–2526 м, 90°



Пісковик кварцовий середньозернистий, 2520–2526 м, 90°

Рис. 90. Породи кембрійських відкладів св. Володимирська-2

базально-поровий, зрощення зерен регенераційної структури, пойкилітовий. Наявне інкорпораційно-конформне зчленування уламкових зерен, внаслідок чого утворилися звивисті контакти зчленування зерен. Присутні кварцові облямівки зерен як результат розчинення в часі кварцових зерен за відповідних геостатичних тисків і температур. Не є винятком корозія (роз'єднання) зерен кварцу і цементувального матеріалу вторинним кальцитом. Мінералогічний склад цементів полімінеральний, карбонатний (діагенетичний і епігенетичний кальцит), гідрослюдистий, кременистий та змішаного типу.

Із вторинних мінералів відмічені луски серициту і хлориту, котрі утворилися в результаті розкристалізації глинистого матеріалу. Кременисті утворення, що містяться в порах разом з глинистою речовиною, представлені кварцом і його агрегатами. Поодинокі зерна ангідриту виповнюють пори або знаходяться в «скелеті» породи. Кальцит виповнює пори або кородує зерна кварцу й цементувальний матеріал.

За результатами проведених петрофізичних досліджень зразків кварцових пісковиків встановлено, що вони є ущільненими і міцно зцементованими породами. Об'ємна вага їх змінюється від 2,45 г/см<sup>3</sup> до 2,70 г/см<sup>3</sup> при зміні відкритої пористості відповідно від 9,9 % до 1,7 %. Вони є практично непроникними породами. Коефіцієнт абсолютної проникності для них змінюється в межах від 0,012 до 0,046·10<sup>-15</sup> м<sup>2</sup>. Інтервальний час розповсюдження поздовжніх хвиль за нормальних умов змінюється в межах від 270 мкм/с до 370 мкм/с.

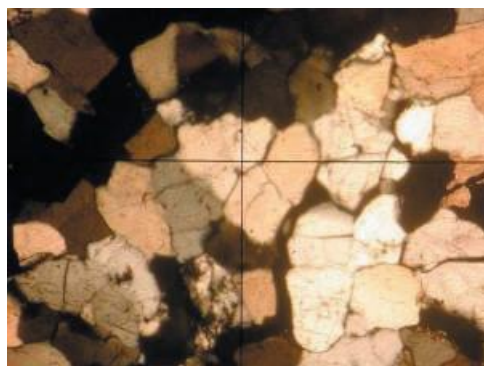
Пелітова частина аргілітів основної маси складається з глинисто-кременистої речовини. Вона спорадично, на окремих ділянках у вигляді поодиноких скупчень, лінз і прошарків неправильної форми містить домішки алевритистого кварцового матеріалу. На площинах нашарування аргілітів спостерігається накопичення великої кількості гідрослюд, що спричиняє розвиток плитчастості. Аргіліти характеризуються флазерною текстурою. В них встановлені субвертикальні мікротріщини, виповнені кальцитом, кварцом і бітумами, а також пелітоморфною полімінеральною речовиною. Прожилкове скременіння і бітумінозність аргілітів має всі ознаки продуктів гіпогенного алогенезу. Аргіліти сильно ущільнені ( $\sigma = 2,68\text{--}2,70 \text{ г/см}^3$ ), слабокарбонатні ( $C = 0$ ), низькопористі ( $K_{\text{п}} = 1,9\text{--}2,1 \%$ ), практично непроничні ( $K_{\text{пр}} < 0,001 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ ).

У св. Лудинська-15 літолого-петрофізичні дослідження порід кембрійських відкладів проведено на 16 зразках пісковиків та алевролітів з інт. 2760–3014 м.

Пісковики кварцові дрібно- і середньозернисті, зі структурою регенераційного розростання, щільні й міцні породи цукроподібного вигляду. Вони складені переважно (94–96 %) із водянопрозорих зерен кварцу з нормальним або слабохвилястим згасанням. Цементация їх нерівномірна і змішана. Тип цементации – зрощення зерен регенераційної структури, пойкилітовий характер зчленування зерен конформно-інкорпораційний, внаслідок чого утворилися звивисті контакти між зернами. Присутні кварцові облямівки зерен як результат розчинення кварцових зерен за відповідних геостатичних тисків і температур (катагенетичні процеси). Не є винятком корозія зерен кварцу і цементу вторинним кальцитом (рис. 91). Із акцесорних мінералів зустрічаються турмалін і циркон.



Алевроліт кварцовий зі стилолітовими тріщинами, виповненими темною поліморфною речовиною, інт. 2760–2761,5 м, 3<sup>х</sup>



Пісоквик кварцовий дрібнозернистий з цементом стикування і внутрішньозерновими мікротріщинами, інт. 2869–2875 м, 9<sup>х</sup>

Рис. 91. Породи кембрійських відкладів св. Лудинська-15

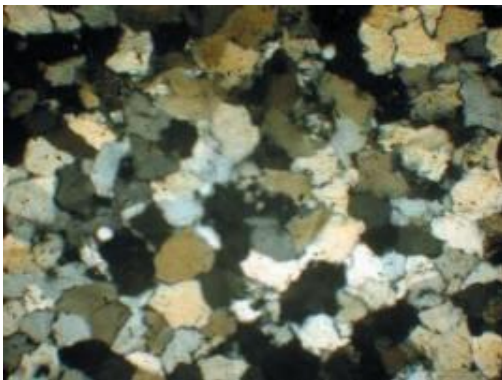
За мінералогічним складом алевроліти не відрізняються від пісковиків. У них також наявне інкорпораційно-конформне зчленування, внаслідок чого утворилися звивисті контакти між кварцовими зернами. Присутня корозія зерен кварцу вторинним кальцитом.

У піщаних відкладах відмічені тонкі прошарки (10–15 см) специфічних алевропелітових порід, які характеризуються горизонтальною або похилохвилястою мікросхаруватістю, що переходить у неправильнолінійноподібну, ускладнену дрібними слідами замутнення, зсувовими текстурами та слідами життєдіяльності мулоїдів. У кембрійських породах виявлені стилолітові тріщини, виповнені темноколірною полімінеральною поліморфною речовиною, з ознаками бітумів, а також внутрішньозернові тріщини, які є спільними для декількох зерен. Це підтверджує наші твердження про вторинну природу пористості у кембрійських окварцованих відкладах та можливість формування в них покладів вуглеводнів.

За результатами лабораторних досліджень кварцові пісковики є ущільненими, міцно зцементованими породами, характеризуються невеликими значеннями відкритої пористості, відсутністю в них первинної міжзернової пористості. Об'ємна вага їх змінюється від 2,45 до 2,64 г/см<sup>3</sup> при зміні відкритої пористості від 3,2 до 1,2 %. Вони є практично непроникними породами. Коефіцієнт абсолютної проникності за нормальних умов для них змінюється в межах від  $0,032 \cdot 10^{-15}$  до  $0,142 \cdot 10^{-15}$  м<sup>2</sup>, а в умовах, що моделюють пластові – від  $0,0009 \cdot 10^{-15}$  до  $0,0172 \cdot 10^{-15}$  м<sup>2</sup>.

У св. Бучач-3 кембрійські відклади розкриті в інт. 1380–2058 м. Вони складені теригенними породами балтійської та бережківської серій. Балтійська серія представлена пісковиками рівненського горизонту та косошаруватими піщано-глинистими породами стохідської світи. За мінеральним складом вони ідентичні з відкладами Лудинської площі. Шаруватість піщано-глинистих порід викликана чергуванням дуже тонких кварцових піщаних та алевролітових прошарків з аргілітовими. Бережківська серія складена масивними пластами пісковиків, котрі розділені пачками аргілітів.

Літолого-петрофізичні дослідження проводилися на 50 зразках пісковиків, алевролітів та аргілітів: кварцові, цукроподібні, окварцовані (рис. 92).



Пісковик кварцовий з пойкилітовим і конформно-інкорпораційним типами зчленування зерен, інт. 1694–1697 м, 10<sup>x</sup>



Алевроліт кварцовий з включенням (темнобурий колір) твердих бітумів і вуглефікованої органіки, інт. 1652–1657 м, 10<sup>x</sup>

Рис. 92. Породи кембрійських відкладів св. Бучач-3

Пісковики бережківської серії дрібно- і середньозернисті з регенераційним зростанням кварцових зерен. Це щільні й міцні породи, складені переважно (95–96 %) водянопрозорими зернами кварцу з нормальним або хвилястим згасанням. Цементация їх нерівномірна або змішана. Тип цементации – зрощення зерен регенераційної структури, пойкилітовий, конформно-інкорпораційний, внаслідок чого утворилися звивисті контакти між зернами. Присутні кварцові облямівки зерен як результат розчинення в часі кварцових зерен за відповідних геостатичних тисків і температур (катагенетичні процеси).

Цемент полімінеральний: кременистий, карбонатний (діагенетичний і епігенетичний кальцит), інколи гідрослюдистий та змішаного типу.

Із вторинних мінералів відмічені луски серициту і хлориту, утворені в результаті розкristалізації глинистого матеріалу; кременисті утворення представлені кварцом з глинистою речовиною; поодинокі зерна ангідриту, котрі виповнюють пори або містяться в «скелеті» породи; кальцит виповнює пори або кородує зерна кварцу й цементувальний матеріал. Із акцесорних мінералів зустрічається турмалін і циркон.

У кварцових алевролітах наявне інкорпораційно-конформне зчленування кварцових зерен, внаслідок чого утворилися звивисті контакти між ними. Не є винятком корозія (роз'їдання) зерен кварцу вторинним кальцитом. В алевролітах інколи спостерігаються включення темно-бурих твердих бітумів й вуглефікованої органіки. Часто, особливо в нижній частині розкритих кембрійських відкладів (балтійська серія), розвинене флішподне чергування тонких прошарків алевроліту, глинистого алевроліту, аргіліту та дрібнозернистого пісковіку. Розвинені сліди хвильової брижі, косошаруватість, сліди замутнення та ін.

Відзначимо наявність тонких прошарків і лінз алевропелітів, які характеризуються субгоризонтальною, хвилеподібною линзовидною шаруватістю. Спостерігаються сліди життєдіяльності ілоїдів, ускладнення шаруватості зсувними текстурами, поодинокі прошарки та включення аргілітів.

Пелітова частина аргілітів складається з глинисто-кременистої речовини. Вона спорадично, на окремих ділянках, у вигляді поодиноких скупчень неправильної форми, лінз і прошарків містить домішки алевритового кварцового матеріалу, гідрослюд, що спричиняє розвиток плитчастості. В окремих випадках аргіліти є алевритистими, містять включення бітумів світло-бурого кольору або лінзи алевритового теригенного матеріалу, інколи спостерігаються у вигляді тонких прошарків в алевролітах, збагачених органічною речовиною.

За результатами лабораторного вивчення зразків кварцових пісковиків встановлено, що їхня відкрита пористість змінюється в межах від 0,42 % до 2,57 %, проникність за газом – від практично непроникних до  $0,00101 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ , при зміні об'ємної ваги від  $2,60 \text{ г/см}^3$  до  $2,74 \text{ г/см}^3$  та карбонатності від 0,0 % до 6,0 %. Тільки у двох зразках з інт. 1731–1736 м відкрита пористість становила 6,23 % й 6,55 %, при проникності  $0,000379 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$  і  $0,0021 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ , об'ємній вазі  $2,53 \text{ г/см}^3$  і  $2,52 \text{ г/см}^3$  та карбонатності 3,0 % і 1,0 % відповідно. Подібна картина спостерігається в алевролітах та аргілітах: в алевролітах відкрита пористість змінюється в межах від 0,32 % до 1,38 %, об'ємна вага – від  $2,69 \text{ г/см}^3$  до  $2,74 \text{ г/см}^3$ , карбонатність – від 0 до 4,0 %, проникність практично відсутня; в аргілітах від-



крита пористість змінюється від 0,67% до 1,13%, об'ємна вага – від 2,70 г/см<sup>3</sup> до 2,74 г/см<sup>3</sup>, карбонатність – від 0 до 5,0%, проникність практично відсутня.

В св. Ліщинська-1 частково досліджені відклади в інт. 3703–3850 м. Розкритий розріз представлений тонкошаруватою пачкою ущільнених пісковиків і аргілітів. Порооди зазнали глибоких катагенетичних змін; у них широко розвинуто окварцювання. Катагенез кембрійських відкладів у свердловині, як і в районі Великих Мостів, досягає стадій АК<sub>1</sub>, АК<sub>2</sub>. Літолого-петрофізичні дослідження проведено на 8 зразках пісковиків і алевролітів. Пісковики мономіктові кварцові дрібно- і середньозернисті міцнозцементовані. Алевроліти кварцові глинисті, сильно ущільнені. Об'ємна вага порід становить 2,63–2,82 г/см<sup>3</sup>, а відкрита пористість – 0,5–1,4 %. Вони є практично непроникними породами.

Колекторські властивості кембрійських пісковиків змінюються в таких межах: пористість від 1,5–8 % до 14–27 %, а проникність – від 0,1·10<sup>3</sup> мкм<sup>2</sup> до 200·10<sup>3</sup> мкм<sup>2</sup>, зрідка досягаючи 600·10<sup>3</sup> мкм<sup>2</sup> на східному схилі ЛПП (св. Луцька-1, Пелчинська-1, Берестецька-1). Зміна колекторських властивостей залежить від піскуватості, зернистості, тріщинуватості, хлоритизації, окварцювання, які збільшуються з глибиною, а в тектонічно активних зонах можуть покращуватися або погіршуватися.

Кращі параметри мають пісковики на східному схилі ЛПП, особливо в північно-східній і центральній частинах. У західному і південно-західному напрямках якість порових колекторів поступово погіршується. В районі Нового Виткова пористість становить 1,0–6,4 %, в Бучачі – 1,3–8,5 %, в Перемишлянах – 3–5 %, рідше 6–9 %, в Давиденах – 1,4–2,2 %, на Колинківській площі 0,4–1,6 %. Проникність, в основному, менше 0,1·10<sup>3</sup> мкм<sup>2</sup>. Виявлена закономірність підтверджується пробуреними свердловинами. У св. Воютинська-1 виділено 13 пластів-колекторів з пористістю 10–18 %, в свердловинах Тихотинської площі – 14 пластів з пористістю 9–15 %. У св. Володимирівська-1 пористість колекторів становить 6–10 %, Загір'ївська-1 – 6–14 %, Сокальська-1 – 8 %, Сушнівська-1 – 2–4 % (до 7–8 %). Західніше, у св. Добротвірська-1 і Стременська-1 колектори відсутні, а літолого-петрографічне вивчення виявило інтенсивне окварцювання пісковиків [112]. Усі ці свердловини розташовані майже вхрест простягання кембрійських порід зі сходу на захід. Але це лише загальні закономірності, детальні особливості розповсюдження колекторів не дозволяє виявити рідка сітка свердловин. Надзвичайно важливими критеріями можливої нафтоносності кембрію і верхньопротерозойських відкладів є прямі ознаки нафти як на Волино-Подільській монокліналі, так і на Ковельському виступі. Такі факти відомі з літератури, де вказується на прямі виходинафти в селах Колинківці і Луковиця Чернівецької області на Волино-Подільській монокліналі. На Ковельському виступі примазки нафти і нафтонасичені пісковики виявлені в низці картувальних геологічних свердловин.

Методами математичної статистики проаналізовано розподіл петрофізичних параметрів кембрійських відкладів Волино-Подільської плити. Обчислені головні статистики, коефіцієнти кореляції між окремими параметрами, побудовані гістограми розподілу коефіцієнтів пористості  $K_n$  і проникності  $K_{пр}$ , об'ємної ваги  $\delta$  і карбонатності, складені рівняння регресій між параметрами

та їх зміни з глибиною. У кембрійських відкладах розвинені колектори теригеного типу. Головні статистики і кореляційні матриці петрофізичних параметрів піщано-алевритових порід кембрія наведені в табл. 11, 12. Гістограми розподілу параметрів  $K_{пв}$ ,  $lgK_{пр}$ ,  $\sigma$ ,  $\Delta C$ ,  $lgP_{п}$  зображені на рис. 93. Коефіцієнт відкритої пористості пісковиків змінюється в межах від 0 до 21 %, а проникність – від практично непроникних до  $572 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

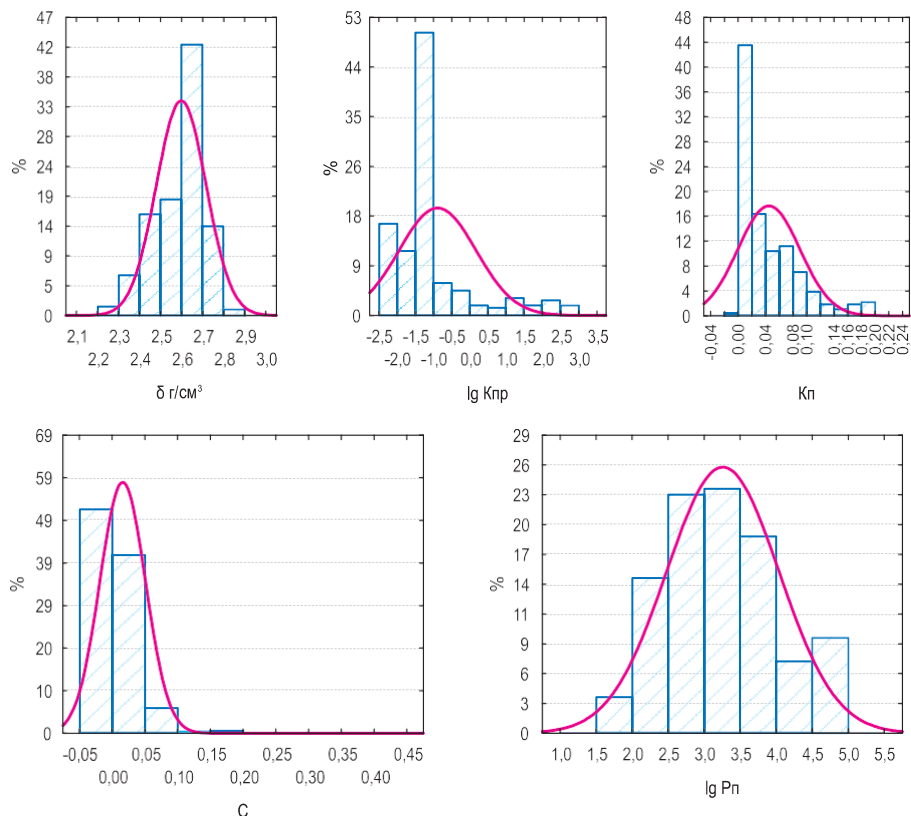


Рис. 93. Гістограми петрофізичних параметрів ( $\Delta\sigma$ ,  $lgK_{пр}$ ,  $K_{п}$ ,  $C$ ,  $lgP_{п}$ ) порід кембрійських відкладів

Таблиця 11. Головні статистики петрофізичних параметрів піщано-алевритових порід кембрію

| Показник                           | К-сть точок | Середнє | Медіана | Мінімум | Максимум | Станд. відхилення | Асиметрія | Експес |
|------------------------------------|-------------|---------|---------|---------|----------|-------------------|-----------|--------|
| H, км                              | 510         | 2,448   | 2,706   | 0,753   | 3,85     | 0,89              | -0,375    | -1,200 |
| $K_{п}$                            | 499         | 0,045   | 0,025   | 0       | 0,21     | 0,05              | 1,556     | 2,090  |
| $lgK_{пр}$                         | 279         | -1,626  | -1      | -6      | 2,76     | 1,9               | -0,771    | 1,185  |
| C                                  | 510         | 0,016   | 0       | 0       | 0,39     | 0,03              | 5,651     | 44,926 |
| $\sigma\Delta$ , г/см <sup>3</sup> | 425         | 2,595   | 2,630   | 2,21    | 2,88     | 0,12              | -0,669    | -0,184 |

Таблиця 12. Кореляційна матриця петрофізичних параметрів кембрійських відкладів

| Показник             | H, км | K <sub>п</sub> | lgK <sub>пр</sub> | C     | ρ, г/см <sup>3</sup> | lgP <sub>п</sub> |
|----------------------|-------|----------------|-------------------|-------|----------------------|------------------|
| H, км                | 1     | -0,60          | -0,42             | 0,03  | 0,64                 | 0,61             |
| K <sub>п</sub>       |       | 1              | 0,69              | -0,1  | -0,90                | -0,65            |
| lg K <sub>пр</sub>   |       |                | 1                 | -0,05 | -0,39                | -0,48            |
| C                    |       |                |                   | 1     | 0,04                 | 0                |
| σ, г/см <sup>3</sup> |       |                |                   |       | 1                    | 0,52             |
| lgP <sub>п</sub>     |       |                |                   |       |                      | 1                |

У більшості випадків пісковики низькопористі та слабопроникні і медіанне значення коефіцієнта пористості становить 4,5 % та 2,5 % відповідно, а коефіцієнта проникності –  $12,9 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> і  $0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Питома вага порід змінюється від 2,21 г/см<sup>3</sup> до 2,88 г/см<sup>3</sup> з середнім значенням 2,59 г/см<sup>3</sup>. Пісковики слабовапнисті, середнє значення карбонатності становить 1,6 %. Гістограми петрофізичних параметрів неоднорідні та асиметричні з додатними значеннями асиметрії та ексцесу. Крива розподілу K<sub>п</sub> тривершинна, кожна з вершин характеризує щільні породи, низькопористі колектори і пористі колектори. Крива розподілу параметра lgK<sub>пр</sub> двовершинна, одна з вершин відображає породи-колектори, а інша – породи-неколектори. Зберігається тенденція зменшення пористості теригенних порід зі збільшенням глибини їхнього залягання (рис. 94). Коефіцієнт кореляції між параметрами K<sub>п</sub> і H становить -0,60. Зменшення проникності порід з глибиною менш помітне, що може свідчити про розвиток у піщано-алевритових породах вторинної мікротріщинної пористості на великих глибинах. Відповідно до

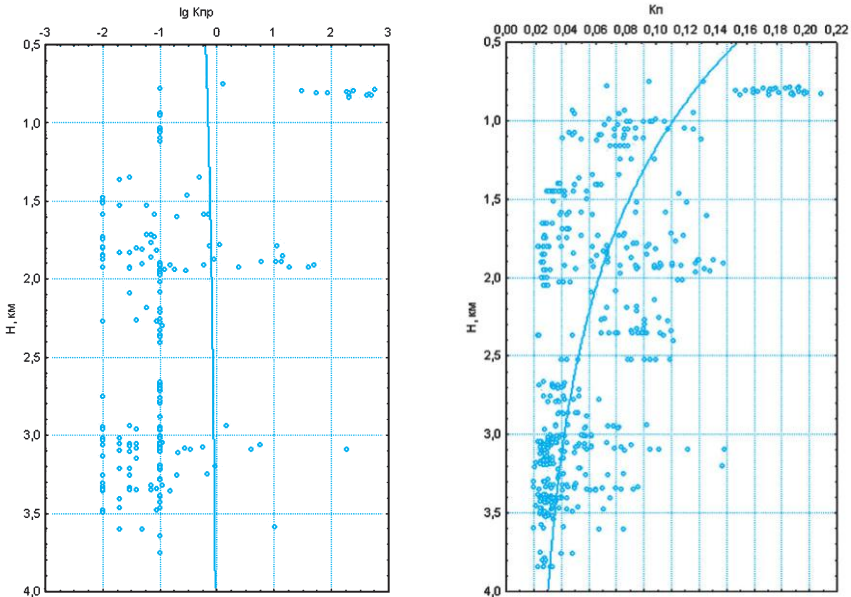


Рис. 94. Характер зміни пористості і проникності піщано-алевритових порід кембрійських відкладів з глибиною

зменшення пористості порід з глибиною збільшується їхній параметр пористості і питома вага. Коефіцієнт кореляції між параметрами  $lgP_{п}$  і  $H$  становить 0,61, а між параметрами  $\sigma$  і  $H$  – 0,64. Коефіцієнт пористості найчастіше корелюється з питомою вагою ( $r = -0,90$ ) і параметром пористості ( $r = -0,65$ ). Спостерігається значущий зв'язок між проникністю і пористістю порід. Коефіцієнт кореляції між параметрами  $lgK_{пр}$  і  $K_{п}$  становить 0,64. Менше помітний зв'язок параметра  $lgK_{пр}$  з параметром  $\sigma$  ( $r = -0,56$ ) і параметром  $lgP_{п}$  ( $r = -0,48$ ). Рівняння регресій між петрофізичними параметрами і глибиною залягання порід кембрійських відкладів наведено в табл. 13. Результати літолого-петрофізичного дослідження кернавого матеріалу і статистичного аналізу петрофізичних параметрів свідчать, що у кембрійських відкладах присутні теригенні колектори з первинною пористістю і вторинною мікротріщинно-поровою пористістю [70].

Таблиця 13. Моделі петрофізичних параметрів порід кембрію

| № з/п | Кількість точок | Рівняння регресії                          | Коефіцієнт кореляції, r |
|-------|-----------------|--|-------------------------|
| 1     | 510             | $K_{п} = 0,216 \cdot e^{(-0,757 \cdot H)}$ | 0,65                    |
| 2     | 228             | $lgK_{пр} = 0,445 - 0,549 \cdot H$         | 0,4                     |
| 3     | 425             | $K_{п} = 0,676 - 0,247 \cdot \delta$       | 0,9                     |
| 4     | 279             | $lgK_{пр} = -3,014 + 27,967 \cdot K_{п}$   | 0,64                    |
| 5     | 174             | $lgP_{п} = 1,337 - 1,115 \cdot lgK_{п}$    | -0,65                   |
| 6     | 225             | $lgK_{пр} = 19,369 - 8,272 \cdot \delta$   | -0,56                   |

Кембрійські відклади поширені на всій території Волино-Подільської НГО. Вивченість відкладів комплексом бурінням і сейсмозв'язувальними роботами на більшості території слабка, в окремих районах – середня. Кембрійські відклади Волино-Поділля розкрито 66 свердловинами. На сьогодні покладів вуглеводнів в кембрійських відкладах в межах Волино-Подільської НГО не відкрито.

Загалом структурна будова кембрійського комплексу на більшій частині території Волино-Поділля вивчена слабо, вважається, що вона відображає структуру поверхні фундаменту [122]. Проте у Волинській частині, де широко розповсюджені відклади рифею, цей зв'язок не дуже чіткий. Значних змін відклади кембрійського комплексу зазнали у Розтоцькому блоці під впливом тангенціально-складчастих рухів у салаїрську, каледонську і герцинську тектонічні епохи, що ускладнило їхнє вивчення методами сейсмозв'язки. За даними останньої кембрійські відклади на кондиційному рівні досліджені лише в північній та північно-західній частині ЛПП, та фрагментарно в районі Перемишлянської, Бучацької, Корчівської, Колинківської та Таращанської структур.

У цілому залягання відкладів кембрійського комплексу на більшій частині території, за винятком Волинської частини і території внутрішньої зони Львівського палеозойського прогину, характеризується загальним моноклінальним падінням у західному і південно-західному напрямках. Абсолютна глибина залягання поверхні кембрійських відкладів змінюється від -500 м у східних районах Волино-Поділля до -5000 м – у західних. Вони залягають майжегоризонтально

з незначним нахилом (до  $1^\circ$ ) на захід або південний захід. Поступово, мірою просування в західному напрямку, кут падіння поверхні збільшується до  $5^\circ$ , але він у 1,5 рази менший порівняно з падінням поверхні фундаменту. Моноклінальне залягання ускладнене розвинутою сіткою тектонічних порушень різної амплітуди, які відокремлюють різні за розмірами блоки.

Слід зазначити, що при переході через Устилуг-Рогатинську зону в розрізі кембрію відбуваються певні зміни. В Сокальському блоці значно збільшується градієнт занурення фундаменту. Він досягає 60 м/км при 30 м/км у східних частинах Волино-Поділля. Тут значно збільшуються товщини кембрійських, силурійських і нижньодевонських відкладів.

Кембрійська товща зі значною стратиграфічною перервою перекривається відкладами ордовіку і силуру (відсутні відклади верхнього кембрію, місцями ордовіку і більшої частини ландоверійського ярусу силуру). Перерва збільшується в східному напрямку, де кембрійські відклади представлені лише породами балтійської серії.

В західному напрямку відклади кембрію залягають на глибинах понад 3 км і, можливо, судячи по св. Великі Мости-30, значно дислоковані. Наявність незгідного залягання, а також різниця в кутах падіння порід в св. Великі Мости-30 (кембрій від  $20^\circ$  до  $60^\circ$ , силур від  $5^\circ$  до  $10^\circ$ ) і Давидени-1 (кембрій від  $20^\circ$  до  $30^\circ$ , силур від  $15^\circ$  до  $20^\circ$ ) дозволяють припускати існування кутової незгідності між кембрієм і перекривними відкладами силуру – нижнього девону.

На захід від Устилуг-Рогатинської зони не виключений розвиток складчастості. Найбільший ступінь дислокованості відмічається в західній частині, де в св. Дубляни-3, 4 і Крехів-1 кути падіння порід досягають  $20\text{--}40^\circ$ . За межами ЛПП нижньопалеозойські відклади також дислоковані (в св. Ставчани-1 кути падіння порід  $60\text{--}80^\circ$ , на площі Північні Медичні – до  $60^\circ$ , Коханівка і Давидени від  $20^\circ$  до  $35^\circ$ ).

Структурний план кембрійських відкладів у північній і східній частинах регіону, не зважаючи на менші глибини залягання, ніж на заході, також вивчений тільки в загальних рисах. Тут відмічається моноклінальне занурення в західному напрямку. Монокліналь ускладнена валоподібними дислокаціями, яких за даними аналізу виділяється 12. Частина з виявлених валів контролюється регіональними розломами (Вітонізьким, Локачинським, Дубнівським, Ямпільським), а також ускладнюється рядом локальних структур, структурних носів і терас (Дорохівська, Сокалівська, Хмельівська структури, Денисівський і Настасівський структурні носи).

В кембрійських відкладах найбільш виразними й структуроутворювальними є системи розломів субмеридіонального, північно-західного, північно-східного і субширотного простягання. Серед порушень субмеридіонального напрямку найзначущим є Радехів-Рогатинський розлом; серед порушень північно-східного простягання – Володимир-Волинський розлом, Вітонізький скид, Локачинський скид, Луцький розлом, Дальніч-Колодінецький розлом, Дрогобицько-Бузька і Стрийсько-Перемишлянська зони порушень, Глинянський скид, Монастирцьке та Отинійське порушення; серед порушень північно-західного простягання – Рава-Руська, Устилуг-Рогатинська, Бузько-Балучинська, Сокальська,

Покащівська, Глумацька, Теробовлянська і Збаразька зони розломів; серед порушень субширотного простягання – Південно-Ратнівський, Ямпільський і Дубнівський.

Таким чином, головними структуроутворювальними факторами на більшій частині території виступали вертикальні диференційовані рухи блоків фундаменту з періодичним домінуванням активності повздовжньої та поперечної системи розломів.

В межах Волино-Поділля відклади кембрійської системи представлені усіма трьома відділами – нижнім, середнім та верхнім [29, 33–35, 114, 142, 182, 193]. Кембрійські утворення без перерви залягають на відкладах венду та перекриваються відкладами ордовіку та силуру. Відклади кембрію поширені практично у межах всієї території досліджень. Загальні товщини відкладів кембрію змінюються від 0 м до 100 м (північна і східна частини) і від 1000 м до 1200 м (південно-західна частина) [140]. Глибини залягання відкладів також змінюються в дуже широкому діапазоні – від 500 м на сході до 5200 м в межах Розтоцького мегаблоку на заході.

Кембрій складений теригенними породами, які за літологічними ознаками поділяються на дві серії: нижню – балтійську, суттєво глинисту (нижня та середня частини нижнього кембрію), і верхню – бережківську, переважно піщану (верхня частина нижнього кембрію–верхній кембрій).

Балтійська серія в основному складена тонкошаруватими зеленувато-сірими аргілітами, алевролітами, рідше – пісковиками (стоходська світа). Нижню частину її розрізу складають глауконітові кварц-польовошпатові пісковики рівненської світи з прошарками алевролітів та аргілітів. З наближенням до внутрішніх частин басейну (Розтоцький мегаблок) рівненські пісковики заміщуються глинисто-алевритовими породами стоходської світи. Товщина світ: рівненської – до 30 м, стоходської – до 260 м. Загальна товщина балтійської серії досягає 290 м.

Бережківська серія складена потужними пачками пісковиків, які чергуються з менш потужними пачками глинисто-алевролітових порід. Вона поділяється на домінопольську, любомильську, свитязьку та гутівську світи. Відклади домінопольської світи (до 200 м) залягають на розмитій поверхні стоходської світи. Світа складена пісковиками і алевролітами з рештками трилобітів, брахіопод і акритів. Свитязька світа згідно перекриває любомальську світу, складена тонким перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків, що вміщують брахіоподи і комплекс акритів раувіського горизонту товщиною до 170 м.

Завершує кембрійський розріз товща світло-сірих і строкатих пісковиків, які умовно зіставляються з кібартайським горизонтом середнього кембрію.

У межах Волино-Поділля товщина відкладів бережківської серії зростає в західному напрямку і становить від 50 м до 700 м і, можливо, більше. Збільшення товщин кембрійського комплексу зі сходу на захід супроводжується, поряд із збільшенням стратиграфічного об'єму, ще й нарощуванням загальної глинистості розрізу при падінні коефіцієнта піскуватості з 0,6 до 0,3 [33, 142].

В палеогеографічному відношенні відклади кембрію формувалися у міководному морському басейні з нормальною солоністю. У басейні існувало від-

новне середовище, про що свідчить зеленувато-сірий колір порід та наявність в них аутигенних мінералів – піриту і глауконіту. Осадонакопичення відбувалося в межах континентального шельфу. В західному і південно-західному напрямках від УЩ простежується поступовий перехід від прибережних до глибоководних осадів [26, 33, 142]. Взагалі в цих напрямках спостерігається зміна літолого-фаціальних зон у такій послідовності: грубозернисті пісковики з гравелітами і конгломератоподібними породами в підозшві; різнозернисті пісковики та алевроліти; пісковики, алевроліти та аргіліти приблизно в рівних співвідношеннях і ритмічне чергування піщаних та глинистих порід. Таким чином, в розрізі достатньо чітко простежується циклічність. Базальні верстви кожного циклу складені кварцовими пісковиками, а у верхній частині домінують аргіліти і алевроліти. Спостерігається суттєве нарощування піскуватості у розрізі знизу догори. Так, якщо у нижньому (балтійському) циклі пісковиків до 10 %, то у верхньому (бережківському) циклі вони домінують.

Базальні верстви пісковиків кембрійського віку в промислових цілях об'єднуються у низці перспективних горизонтів: К-1 (рівненський), К-2 (домінопольський), К-3 (любомильський), К-4 (свитязький) і т.д. Вони відокремлюються один від одного пачками глинисто-алевритових порід із задовільними екрануючими властивостями [33, 142].

Пісковики горизонтів К-2, К-3, К-4 дрібнозернисті, рідше середньозернисті, як правило добре відсортовані, уламковий матеріал обкатаний. Текстура пісковиків масивна, іноді плямиста. Склад переважно кварцовий. Цементация контактова і кварцово-регенераційна, іноді зустрічається глинистий цемент півкового типу, а також карбонатний порового і порово-базального типів. Ступінь окварцювання пісковиків збільшується з північного сходу на південний захід, а також зі збільшенням глибини залягання кембрійських відкладів.

За результатами лабораторних досліджень фізичних властивостей теригенних порід кембрійського комплексу відкрита пористість пісковиків коливається від 0,2 % до 27 %, алевролітів до 3 %. Загалом переважають низькі значення пористості і проникності. Так, з 480 зразків керна, по яких вивчалися колекторські властивості порід, лише 102 представлені породами з проникністю більше  $0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, в цих зразках значення проникності змінюється від  $0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> до  $1162 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

За наявними даними спостерігається чітка тенденція до зменшення відкритої пористості із глибиною та в напрямку з північного сходу Львівського палеозойського прогину на південний захід, що підтверджується як промислово-геофізичними, так і лабораторними дослідженнями кернавого матеріалу.

У межах Розтоцького мегаблоку, де пісковики кембрію стають щільнішими, іноді кварцитовидними, їх пористість знижується з 2 % до 5%.

Ущільнені породи кембрійського комплексу розвинені в межах південно-східної частини Волино-Поділля. В св. Хмелівка-1, Бучач-1 ємність кембрійських пісковиків становить від 5 % до 9 %. Проникних порід не відмічено. В св. Завадівка-1 у піднятому керна кембрійських відкладів були тільки щільні різновидності. Пористість порід кембрію в районі Давидени від 1 % до 3 %, проникність  $< 0,2 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> [176].

В межах центральної частини території значення пористості кембрійських відкладів критичні. Так в параметричній свердловині Перемишляни-1, в якій з кембрійських відкладів отримано короточасний фонтан газу (інт. 3480–3520 м), пористість кембрійських порід не перевищує 8 %, а на площі Новий Витків вона не перевищує 6,5 %. В західній і північно-західній частинах Волино-Поділля породи кембрію характеризуються низькими фільтраційними і ємнісними параметрами, середні значення пористості становлять 5–8 %.

Також існує залежність зменшення пористості пісковиків кембрію від глибини їх залягання. Пористість пісковиків в середньому до глибини 1000 м дорівнює 6–8 % при максимумі 27 %; в інтервалі від 1000 м до 2500 м – 6–8 % при максимумі до 14 %; глибше 2500 м вона не перевищує 7–8 %, проявляючи себе локальними максимумами в інтервалах 3500–3700 м і 4500–4700 м.

Таким чином, на основі узагальнення результатів петрофізичних досліджень порід-колекторів кембрійського комплексу в межах Волино-Подільської НГО, на основі аналізу змін колекторських властивостей по площі і розрізу можна виділити три зони розповсюдження кембрійських порід: 1) із незадовільними фільтраційними і ємнісними параметрами (середня пористість <5–6 %, середня проникність –  $0,5 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>); 2) з критичними значеннями фільтраційних і ємнісних параметрів (середня пористість <7–9 %, середня проникність  $(2-5) \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>); 3) із задовільними та добрими фільтраційними і ємнісними параметрами (середня пористість >10 %, середня проникність > $5 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>).

Зона незадовільних колекторів охоплює територію південної, південно-східної і західної частин Волино-Поділля. Зона з критичними значеннями порівняно вузькою смугою (шириною 10–15 км) облямовує зону незадовільних колекторських властивостей. Зона з гарними колекторськими властивостями охоплює північну і південну частини Волино-Подільської моноклінали і територію Ковельського виступу. Слід зазначити, що, судячи з наявності припливів води з інтервалів залягання кембрійських відкладів, які розташовані в зоні розповсюдження порід з незадовільними фільтраційними властивостями, колектори все ж таки в них присутні. Однак, пов'язані вони виключно з тріщинуватістю, яка судячи з наявних даних (результатів лабораторних досліджень, результатів випробування, тощо) має дуже обмежену розповсюдженість. В зв'язку з чим, очікувати в цій зоні навіть середніх за розмірами резервуарів ВВ не слід.

В південно-східній частині Волино-Подільській моноклінали виділена Байраківська перспективна ділянка, де у кембрійських відкладах сейсмозвідкою підготовлена Тарашанська структура. Вважаємо, що у зв'язку з цим, а також покращеними колекторськими властивостями відкладів кембрію доцільно виділити тут як першочергову Байраківську ділянку (рис. 95), у склад якої ввійде ця структура. Перспективними на цій ділянці також можуть бути відклади мезозою і бадену. Особливо слід підкреслити, що в розрізі св. Чернівецька-1 в нижній частині кембрію (1820–1830 м) є чорні аргіліти, які також присутні у валдайській серії нагорнянської світи. Це міцні темно-сірі і чорні аргіліти з прошарками алевролітів і пісковиків, які відповідають калюським верствам та є перспективними на сланцевий газ (табл. 14).



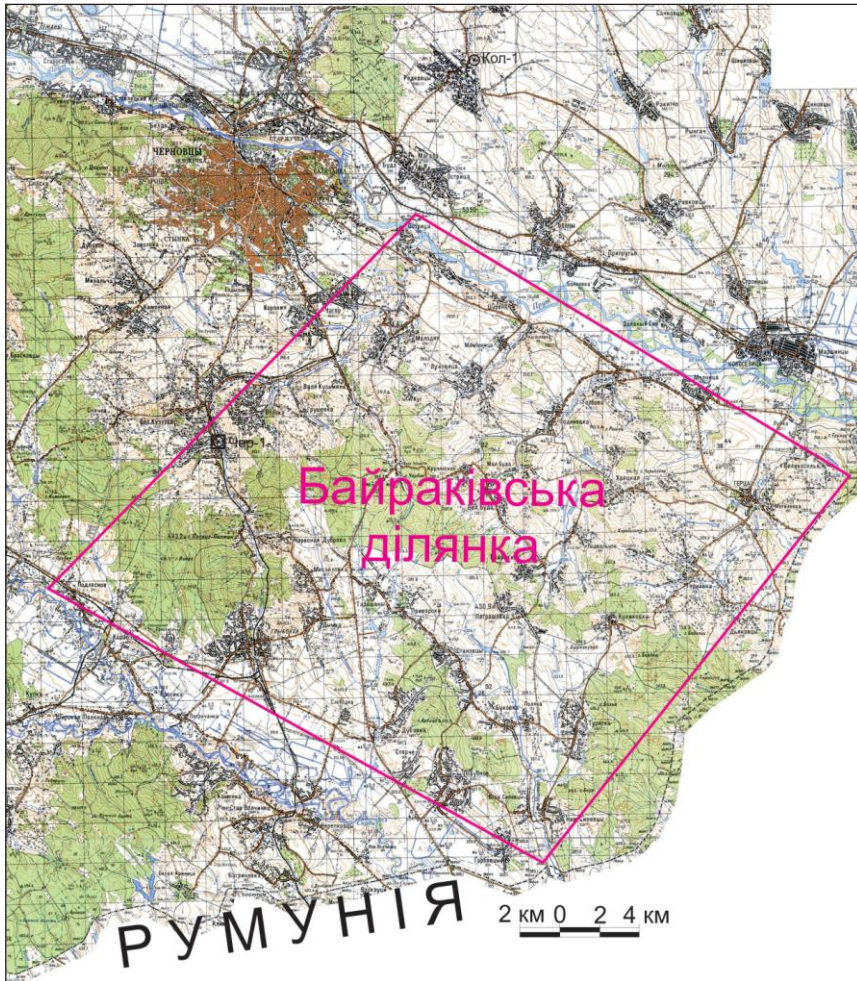


Рис. 95. Оглядова карта Байраківської ділянки

Таблиця 14. Схема стратиграфічного поділу відкладів, розкритих св. Чернівецька-1

| Система          | Відаія  | Ярус        | Серія        | Світа       | Інтервал  |
|------------------|---------|-------------|--------------|-------------|-----------|
| Неоген           | міоцен  | баден       |              |             | 0–255     |
| Крейда           | верхній |             |              |             | 255–310   |
| Девон            | нижній  |             | тиверська    |             | 310–824   |
| Силур            | верхній | скальський  |              |             | 824–1056  |
|                  |         | лудловський |              |             | 1056–1257 |
|                  | нижній  | венлоцький  |              |             | 1257–1304 |
| Кембрій          |         |             | бережківська |             | 1304–1650 |
|                  |         |             | балтійська   |             | 1650–1835 |
| Неопротерозой    |         |             | валдайська   | канилівська | 1835–2020 |
|                  |         |             |              | нагорянська | 2020–2083 |
|                  |         |             |              | яришівська  | 2083–2139 |
| Архей-протерозой |         |             |              |             | 2139–2245 |

*Верхньопротерозойські відклади* лежать на еродованій поверхні архей-протерозойської основи, яка розкрита св. Чернівці-1. Це сірі меланократові біотитові гнейси чарнокітової формації, що місцями переходять у біотитові сланці. Верхній протерозой представлений валдайською серією, яка складена в нижній частині (60 м) піщано-алевролітовими і алевролітовими пачками. Піднятий з її верхньої частини kern представлений тонким перешаруванням аргілітів, алевролітів і пісковиків. Породи темно-сірі, майже чорні. Товщина прошарків 0,5–2 мм:

- алевроліти темно-сірі, слюдисті, невапнисті, міцні, щільні;
- аргіліти майже чорні, слюдисті, невапнисті, щільні, міцні;
- пісковики темно-сірі і сірі, дрібнозернисті, слюдисті, невапнисті, дуже щільні, міцні.

За нашаруванням у відкладах відмічаються скупчення водоростей. За зовнішнім виглядом і положенням у розрізі верхнього протерозою ці породи відповідають калюським верствам Дністровського розрізу. В межах середнього Придністров'я і Поділля їх товщина змінюється від 0 до 80 м. У св. Чернівецька-1 товщина цих верств близько 30 м. На захід від свердловини товщина, імовірно, збільшується. Так, в межиріччі Прут–Дністер на території Молдови їх товщина досягає 200–250 м.

Завершується розріз валдайської серії канилівською світою, яка лежить на давніших відкладах трансресивно з розмивом. Вона складена сірими і темно-сірими пісковиками, алевролітами та аргілітами, які утворюють тонке флішоподібне перешарування. Для цієї товщі характерна чітка шаруватість. Пісковики й алевроліти характеризуються стійким олігоміктовим складом. Товщина канилівської світи в св. Чернівці-1 близько 200 м. В межах південно-західної частини ділянки вона може досягати 250–300 м. Загальна товщина неопротерозойських відкладів становить 700–800 м.

*Кембрійські відклади.* Валдайські відклади змінюються кембрійськими, які поділяються на балтійську і бережківську серії.

Перша представлена товщею тонкого перешарування алевролітів і аргілітів темно-сірих, майже чорних, слюдистих невапнистих щільних, з рідкісними тонкими (до 1,5 см) прошарками сірих і темно-сірих дрібнозернистих зливних пісковиків. У розрізі переважають алевроліти. Товщина шарів порід 0,5–2 мм. Товщина балтійської серії близько 200 м.

Бережківська серія представлена чергуванням пачок, складених перешаруванням пісковиків, алевролітів і аргілітів, де переважають то пісковики, то аргіліто-алевролітові породи. Kern піднято з глибини 1348 м саме з піщаної пачки. Це кварцові і окварцовані пісковики ясно-сірі дрібнозернисті слюдисті невапнисті дуже щільні і міцні. Товщина відкладів бережківської серії близько 350 м.

Загальна товщина кембрійських відкладів у межах ділянки 500–700 м.

*Силурійські відклади.* На еродованій поверхні кембрію залягає майже 500-метрова товща карбонатних порід силуру. Kern з цієї товщі не піднімався. За шламом і каротажем, який добре зіставляється з св. Бучач-1 і Завадівка-1, можна припустити, що тут поширені вапняки, збагачені глинистим матеріалом.

*Девонські відклади.* Палеозойський розріз у св. Чернівці-1 завершується відкладами тиверської серії нижнього девону у складі борщівського і чортківського горизонтів, які фаціально подібні до придністровського розрізу. Товщина цих відкладів понад 500 м, у південно-західній частині ділянки наявні відклади іванівського горизонту і дністровської серії. Загальна товщина нижньодевонських відкладів досягає 800 м.

З глибоким розмивом на палеозойських відкладах лежать *верхньокрейдові вапняки* товщиною 50–150 м, перекриті неогеновими утвореннями товщиною до 250–300 м. Розкритий розріз характеризується спокійним заляганням порід. Кути падіння зазвичай не перебільшують 5°. Ділянка у тектонічному відношенні розташована у південно-східній частині Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Зовнішня зона складається з основи і чохла. Основа представлена верхньопротерозойсько-палеозойським і мезозойським структурними ярусами. Перший ярус у межах ділянки, за загальними уявленнями, це монокліналь, яка занурюється під кутом приблизно 2–3° на південний захід. В її будові, яка майже не вивчена, беруть участь відклади верхнього протерозою, кембрію, силуру і нижнього девону. Сейсмічні дослідження на Східноколинківській ділянці виявили локальне підняття, яке ускладнює цю монокліналь, що свідчить про існування в межах структурного ярусу локальних структурних форм.

Виявлене Тарашанське підняття знаходиться в межах північно-східної частини ділянки. За побудовами, зробленими за відбиваючим горизонтом «Є», який відповідає поверхні кембрійських відкладів, підняття має форму брахіантиклінальної складки північно-західного простягання. За ізогіпсою -750 м складка має довжину 6 км, ширину близько 2 км, амплітуду 50 м (рис. 96–98).

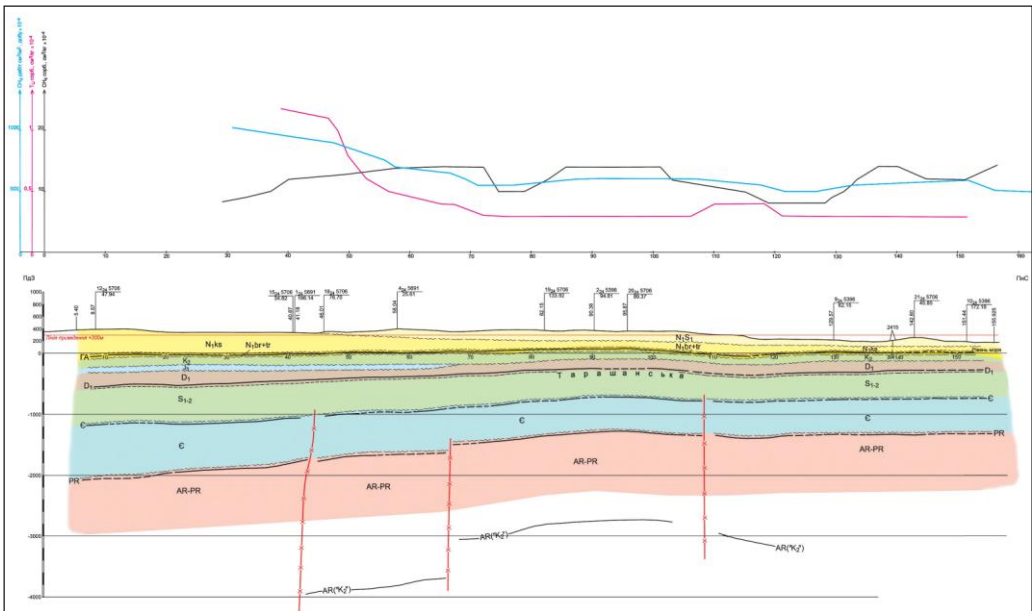


Рис. 96. Сейсмічний профіль XVI<sub>245706</sub> (ЗУГРЕ, 2010)

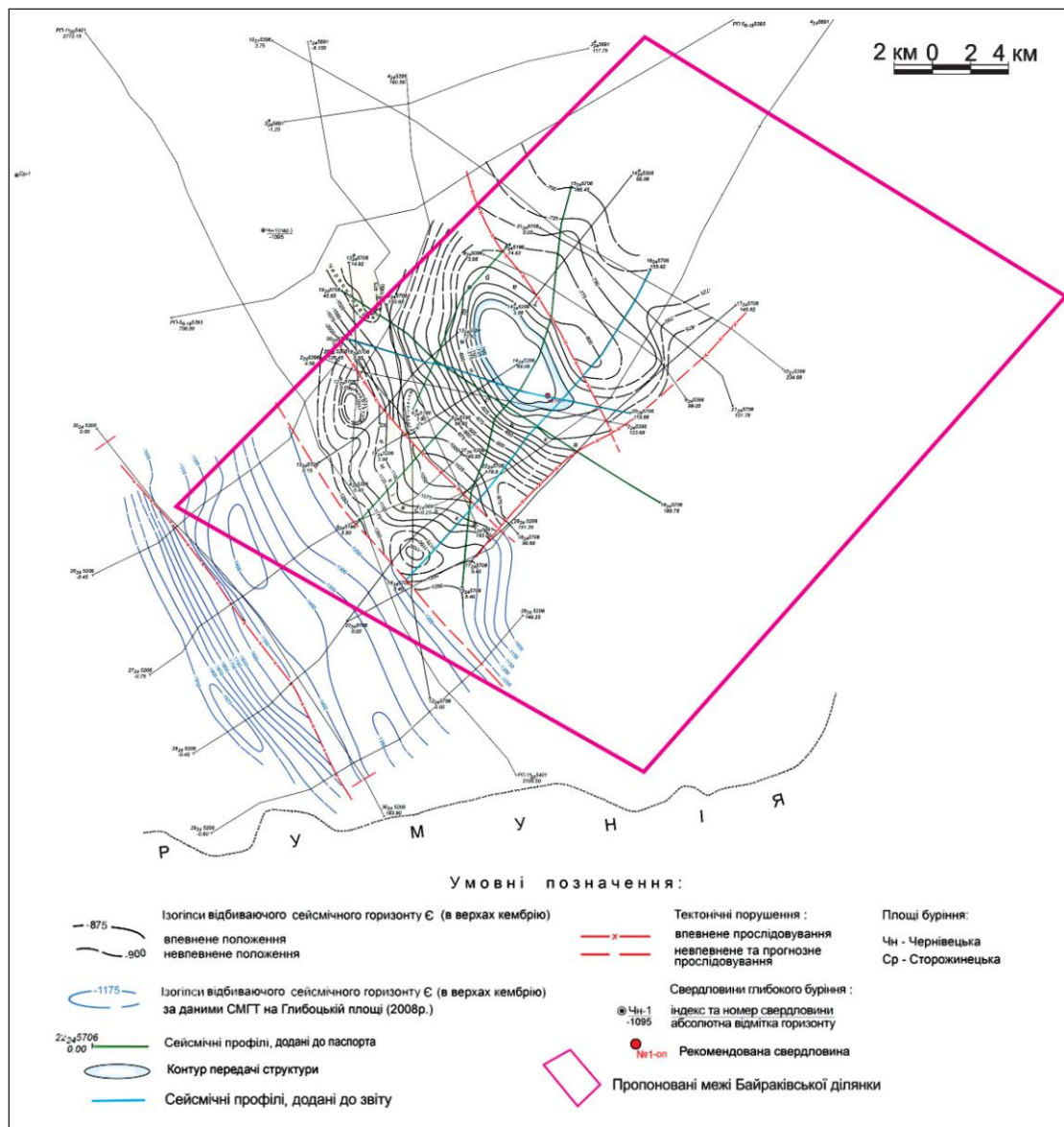


Рис. 97. Структурна карта за умовним сейсмічним горизонтом у верхах кембрію (Є) (ЗУГРЕ, 2010)

Другий структурний ярус представлений верхньокрейдовими відкладами. Він детально не вивчений. За загальними уявленнями, це монокліналь, нахилена на південний захід, ускладнена Сторожинецькою флексурою, яка контролює товщини і повноту розрізу мезозойських (з'являються відклади коньякського і сантонського ярусів) і неогенових відкладів (з'являються нижні горизонти верхнього бадену). Змикаюче крило флексури лежить під кутом  $6^\circ$ , його ширина 1,5–2 км. Амплітуда флексури близько 250–300 м.

5. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ ЩІЛЬНИХ ПОРІД ВОЛИНО-ПОДІП'Я

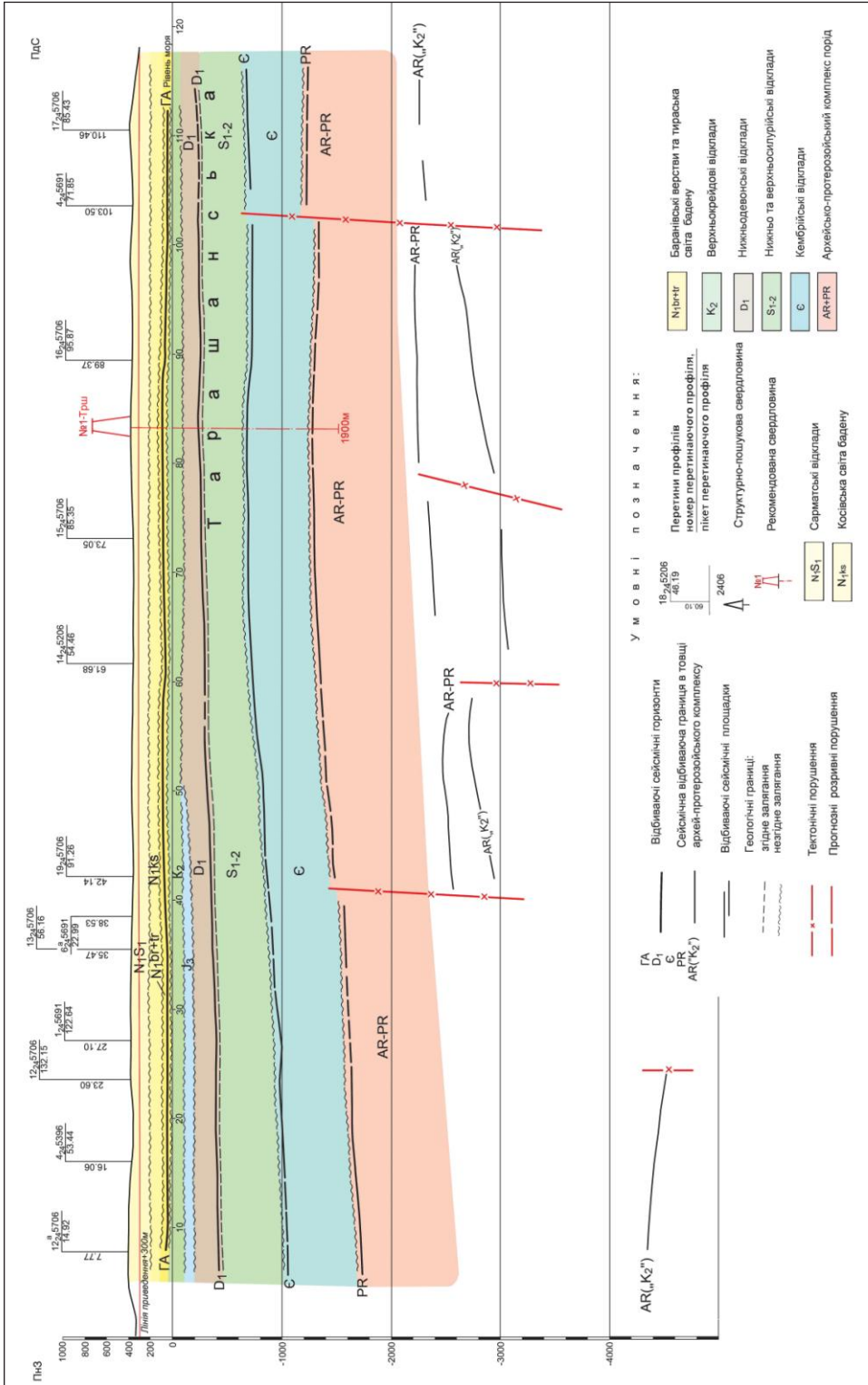


Рис. 98. Сейсмічний профіль XX-24/5706 (ЗУГРЕ, 2010)

Поверхня основи Зовнішньої зони еродована у палеоген-міоценовий час, характеризується наявністю річкових долин і височин з широкими плоскими вододілами. В межах ділянки також виділяються декілька річкових долин з пологими схилами, які розкриваються у південно-західному і південному напрямках. Вони поділені плоскими вододілами, що мають подібне простягання і піднімаються у північно-східному і північному напрямках. Загалом поверхня основи має слабкий нахил у бік Карпат. Глибина рельєфу 100–150 м. Абсолютні відмітки змінюються від -50 на північному схилі до 150–200 м на південному.

Баденські відклади огортають і нівелюють рельєф, утворюючи відповідні структури огортання. Байраківська складка має форму брахіантикліналі суб-меридіального простягання. За ізогіпсою -10 м, структура має довжину 4,5 км і ширину 2,5 км. Амплітуда структури понад 30 м.

У 2001 р. ЗУГРЕ на Волино-Подільській монокліналі підготовлена до буріння у відкладах кембрію Тарашанська структура [208]. Прогнозні ресурси цієї структури, за даними ЛВ УкрДГРІ, становлять  $D_{1,лок}$  1,1 млрд  $m^3$  газу.

Перспективною на газ щільних колекторів в кембрійських відкладах є також Князівсько-Перемишлянська зона (рис. 99). У безпосередній близькості на заході і північному сході від цієї ділянки розташовані відповідно Великомоствівське та Локачинське газові родовища. Глибини залягання покрівлі відкладів кембрію тут змінюються від -1800 м до -3000 м.

Відклади представлені переважно пісковиками з незначними прошарками глинистих порід, кількість яких поступово зменшується в північно-західному напрямку. Пісковики світло-сірі до сірих, кварцові від дрібнозернистих до крупнозернистих, добре зцементовані. Текстура пісковиків масивна, іноді плямиста. Склад переважно кварцовий. Цементация контактова і кварцово-регенераційна, іноді зустрічається глинистий цемент плівкового типу, а також карбонатний порового і порово-базального типів.

В межах перспективної зони пробурено 10 свердловин, які розташовані досить рівномірно і достатньо впевнено характеризують її геологічну будову.

Прикладом наявності значних за товщиною пластів пісковиків у кембрійських відкладах може бути св. 1-Перемишлянська. Тут в інтервалі глибин -3038 – -3864 м (товщина кембрію 826 м), виділяються пачки

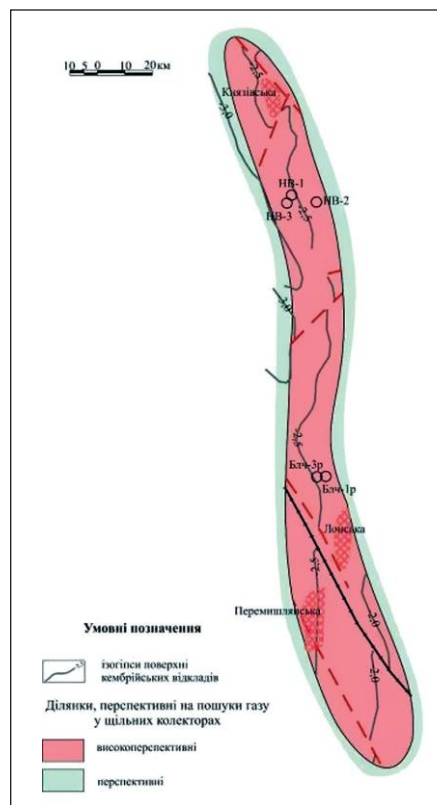


Рис. 99. Князівсько-Перемишлянська перспективна зона

пісковиків товщиною від 50 м до 110 м. Катагенетична перетвореність ОР перебуває на стадії МК<sub>4</sub> – МК<sub>5</sub> (R<sub>o</sub> 1,35–2,00). Додатковим позитивним моментом є те, що ця зона характеризується незначною інтенсивністю розвитку розривних порушень. Загальна площа перспективної зони для кембрійського комплексу порід становить 6070 км<sup>2</sup>. Площа перспективної зони дорівнює 1480 км<sup>2</sup>.

На закінчення нагадаємо, що перспективними на газ щільних колекторів є відклади кембрію на Белзькій ділянці, де в св. Великі Мости-30 при буріння спостерігались газопрояви.

---

---

# 6. ПЕРСПЕКТИВИ ОЛІГОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ КАРПАТ

## 6.1. МЕНІЛІТОВІ СЛАНЦІ КАРПАТ

Менілітова світа Карпат є однією з основних чорносланцевих товщ Західного регіону України. За даними геохімічних досліджень [20, 66, 67, 161 та ін.] вона вважається головною нафтогазоматеринською товщею Карпат і без сумніву являє собою важливий об'єкт дослідження з точки зору оцінки можливості формування покладів сланцевої нафти та газу. Для розуміння особливостей геолого-геохімічної еволюції цих відкладів та пов'язаних з нею процесів нагромадження органічної речовини, її постседиментаційної формування первинного нафтогазогенераційного потенціалу порід та генерації ними рідких вуглеводнів необхідно проаналізувати їх палеоокеанографічну, діагенетичну та катагенетичну еволюцію.

Менілітові сланці Карпат – це збагачені ОР чорні та темно-сірі аргіліти у так званій менілітовій світі олігоцену Внутрішньої зони Передкарпатського прогину і Складчастих Карпат, що вміщує також прошарки пісковиків, алевролітів, мергелів, кременів товщиною від 0,5 см до 2–3 м [91]. Характерною є наявність силіцитів (фтанітів, вапнистих силіцитів, діатомітів, спонголітів). Загальна товщина світи сягає 1500 м, вона розділяється на три підсвіти: нижньоменілітову – уламки роговиків, бітумінозні сланці, аргіліти, прошарки глауконітових пісковиків, доломітів; середньоменілітову чи лопянецьку – перешарування вапняковистих аргілітів і пісковиків; верхньоменілітову – бітумінозні сланці з прошарками пісковиків, алевролітів, мергелів, доломітів, у верхній частині – туфів і туфитів. Порооди зім'яті в круті складки, ускладнені насувами і скидами.

Дослідження менілітових сланців як сировини для спалювання (горючих сланців) проводяться з початку минулого століття, однак лише в окремих пробах установлені технологічні параметри, що відповідають вимогам промисловості – зольність 59–72 %, теплота згоряння більш 10–15 МДж/кг. Зазвичай породи з такими показниками представлені тонкими прошарками і малопотужними пачками (1–15 м), роз'єднаними горизонтами і пачками сланців з низькими технологічними показниками, високою зольністю (75–92 %), низьким вмістом органіки (10–20 %), високим – сірки (2–8 %), низькими виходом смол (1,5–7 %) і теплотою згоряння (1100–1400 ккал/кг чи 5–6 МДж/кг). В менілітових сланцях подекуди виявлені підвищені вмісти Au (0,001–3 г/т), Pd (0,008–0,15 г/т), Mo, Ni, V.

На північно-східному схилі Карпат відкрито п'ять перспективних проявів менілітових сланців з прогнозними ресурсами понад 7,7 млрд т, із зольністю



менш 83 % і теплотворною здатністю 1100 ккал/кг. Наприклад, у районі с. Верхне Синьовидне в горизонті сланців товщиною 80–150 м встановлено середній вміст органіки 16,5 % за теплоти згоряння 10–11 Мдж/кг. Вихід смол з напівкоксованих сланців 1–5 %. Запаси категорії С<sub>2</sub> оцінені тут в 403,6 млн т. На ділянці Сукель-Лемня запаси категорії С<sub>2</sub> становлять 339,5 млн т, а ресурси категорії Р<sub>1</sub> – 377,7 млн т.

Сланці можуть використовуватися не тільки як енергетична сировина, а й як хіміко-технологічна, у виробництві будівельних матеріалів, шлакоблоків, заповнювачів бетону тощо. З 1997 р. розробляється Рахинське родовище сланців (для виготовлення щебеню на автодороги), планується розробка Верхньо-Синьовидненського родовища. Видобуток останніми роками сягає 25 тис. т.

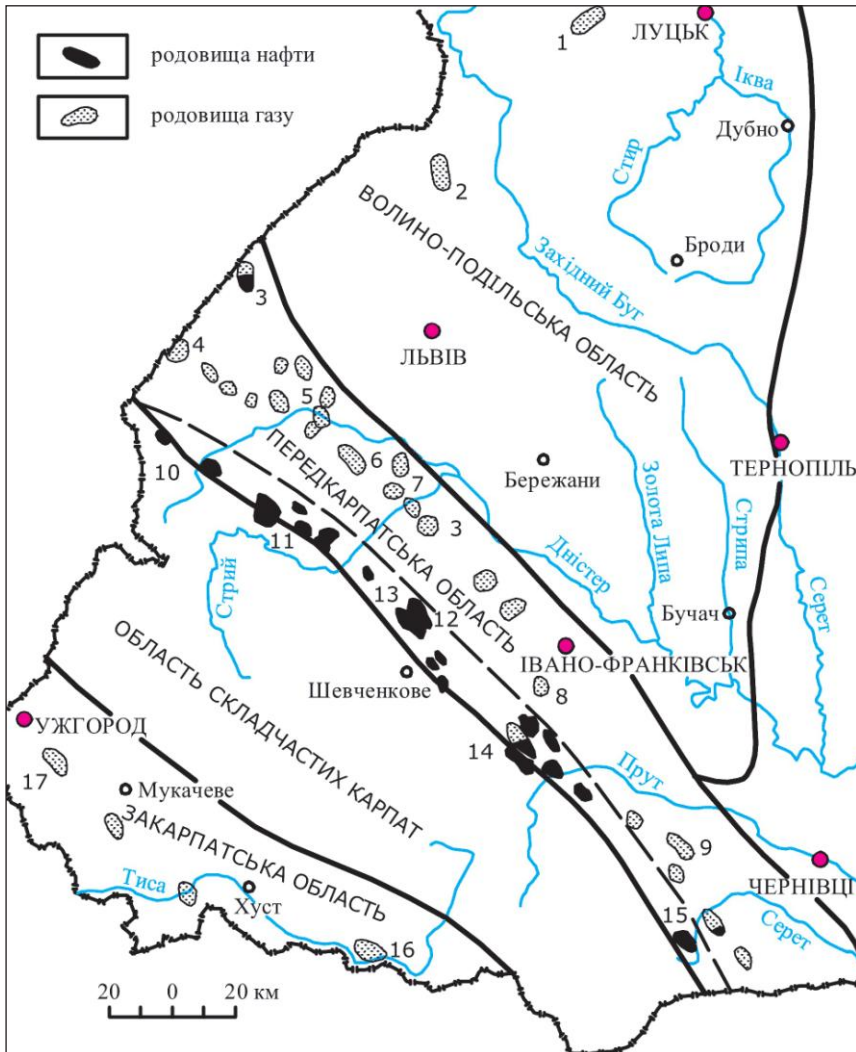
Як джерело природних вуглеводнів вони раніше не вивчалися, хоча, як вважається, бітумінозна флішова олігоценова менілітова світа є найпродуктивнішою з нафтогазоносних комплексів Прикарпаття, з нею пов'язано понад 70 % родовищ нафти Карпатської НГО. Пісковикові колектори літологічно невитримані, абсолютна пористість їх змінюється від 1 до 22 %. Висока мікротріщинуватість порід менілітової світи визначає тріщинно-поровий тип колекторів. Унікальним вважається горизонт (30–40 м) бориславського пісковика, що слугує головним резервуаром нафти у Бориславському районі, пористість якого становить 5,8–26,4 %. Нафтоносність менілітової світи встановлена більш як на 30 об'єктах (Битків-Бабченське, Пнівське, Старунське, Долинське та інші родовища). Складки, що містять пастки крейда-палеогенового комплексу, формувалися в палеогені як конседиментаційні з подальшою перебудовою міоценовим насуютворенням. Як флюїдоупор виступають потужні глинисті товщі поляницької та воротищенської світ міоцену.

Що стосується Складчастих Карпат, то у флішових утвореннях менілітової світи відкрито незначні поклади нафти в зонах Скибовій і Кросно на глибинах від перших сотень метрів до 4600 м [9, 60, 71, 73, 148, 149, 150, 218, 219]. Початкові дебіти нафти сягали 20 т/добу, але з часом значно знижувалися і стабілізувалися на рівні 0,01–0,02 т/добу. Наявність на території Польщі понад 40 родовищ нафти в Складчастих Карпатах дає змогу (за умови наявності кондиційних пасток) очікувати відкриття родовищ і в межах Українських Карпат, які можна розглядати як перспективну, але недостатньо вивчену область Карпатської нафтогазоносної провінції.

Характерною особливістю менілітової світи, особливо її нижньої підсвіти, є збагаченість органічною речовиною (10–35 %, у середньому 12–17 %) і органічним вуглецем (в середньому 4–6 %) [20, 66, 68, 75, 88, 104 та ін.]. Ступінь термальної переробки порід відповідає катагенезу МК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub>, ступінь бітумінізації ОР сягає 21–26 %, інколи – 38–48 % [20]. Середня частина нижньоменілітової підсвіти характеризуються відновним режимом і високим вмістом С<sub>орг.</sub> (4–5 %) [179, 180]. Це свідчить про високу біопродуктивність олігоценового басейну осадконакопичення і дозволяє припускати, що відклади нижньоменілітової підсвіти є сприятливими для генерації вуглеводнів і можуть вміщувати поклади «розсіяної» сланцевої нафти. Безпосереднім доказом цього є припливи нафти і газу, отримані з горизонтів менілітової світи ритмічної будови, складених аргілі-

тами з прошарками алевролітів і пісковиків в свердловинах Орів-28, Делятин-15, Вигода-Витвицька-80, Пнів-18, Південний Гвізд-4, 9, Микуличин-3, 21, 22.

Саме з менілітовою світою пов'язані основні запаси нафти Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, де розподіл родовищ вуглеводнів має чітко зональний характер: в Зовнішній зоні (Більче-Волицький) розвинені родовища газу (Більче-Волицьке, Дашавське та ін.), а у Внутрішній (Бориславсько-Покутській) – нафти (Бориславське, Долинське та ін.) (рис. 100).



Родовища: 1 – Локачівське, 2 – Великомоствіське, 3 – Східнокоханівсько-Свідницьке, 4 – Хідновицьке, 5 – Рудківське, 6 – Опарське, 7 – Більчеволицьке, 8 – Богородчанське, 9 – Косівське, 10 – Старосамбірське, 11 – Бориславське, 12 – Північнодолинське, 13 – Долинське, 14 – Битків-Бабченське, 15 – Лопушніянське, 16 – Солотвинське, 17 – Русько-Комарівське.

Рис. 100. Карпатська нафтогазоносна провінція і Волино-Подільська нафтогазоносна область

На думку Р.М. Новосилецького [94], як і в ДДЗ, такий зональний поділ зумовлений ступенем перетворення речовини. Зокрема, у відкладах менілітової світи Внутрішньої зони вміст вуглецю становить 57–66 %, що відповідає стадії літіфікації органічної речовини до бурого матового і початку блискучого вугілля, а в карбоні Львівсько-Волинського вугільного басейну – стадії довгополуменевого, газового і жирного вугілля. Це дозволяє розглядати органічну речовину, перетворену до стадії матового і блискучого бурового вугілля як нафтоутворювальну, а до стадії довгополуменевого, газового, можливо, жирного вугілля – як газоутворювальну. Більш високі ступені перетворення, вочевидь, непродуктивні.

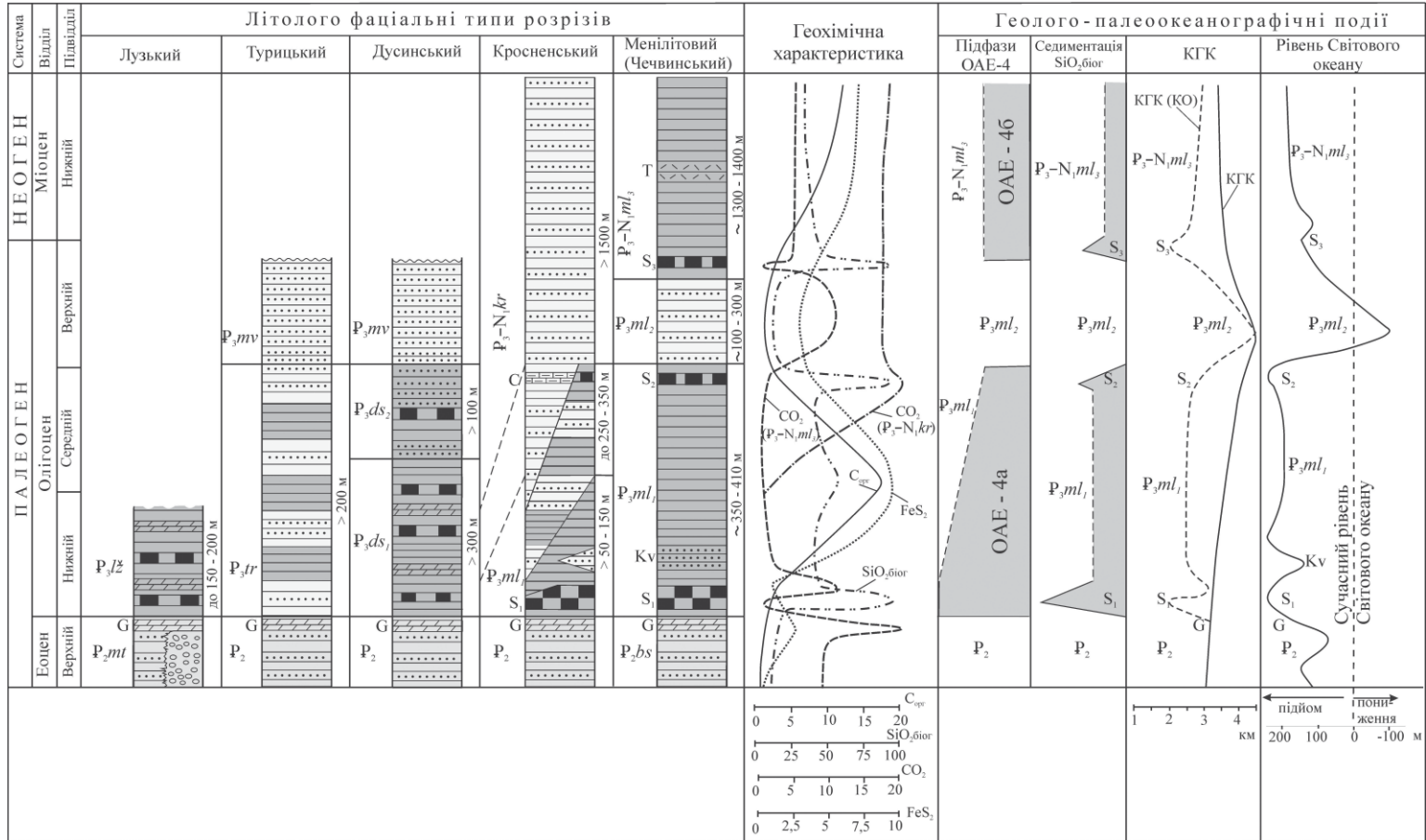
## 6.2. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ

Геологічна будова Зовнішніх Карпат та просторово-вікове поширення відкладів менілітової світи достатньо детально вивчені і описані в літературі [10, 19, 22, 95, 126]. Огляд існуючих уявлень про геологічну будову та поширення відкладів менілітової світи був зроблений І.Т. Поппом [187].

Вуглецевмісні («чорносланцеві») відклади олігоценового віку, формування яких пов'язано з аноксичним седиментогенезом в мезопелагічній частині Карпатського сегмента Паратетису (фаза «океанічних безкисневих подій» ОАЕ-4), розповсюджені у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину, а також в Скибовій, Кросненській (разом з передовою Розлуцькою частиною), Дуклянській, Свидовецькій і Мармароській зонах, а також Біглянському субпокриві Українських Карпат, де виділені в менілітову і дусинську (лузьку) світи. Характерною ознакою карпатського олігоценового осадово-породного комплексу є парагенез кременистих і теригенно-глинистих порід, сильно збагачених біогенним кремнеземом і розсіяною органічною речовиною (чорних скременілих аргілітів, чорних вапнистих аргілітів і мергелів, фтанітів, діатомітів, вапнистих силіцитів, бітумінозних пісковиків і алевролітів). В товщах нижнього (нижньоменілітова підсвіта) і, частково, середнього олігоцену (дусинська світа) вуглецевмісні породи поширені в межах усієї досліджуваної території.

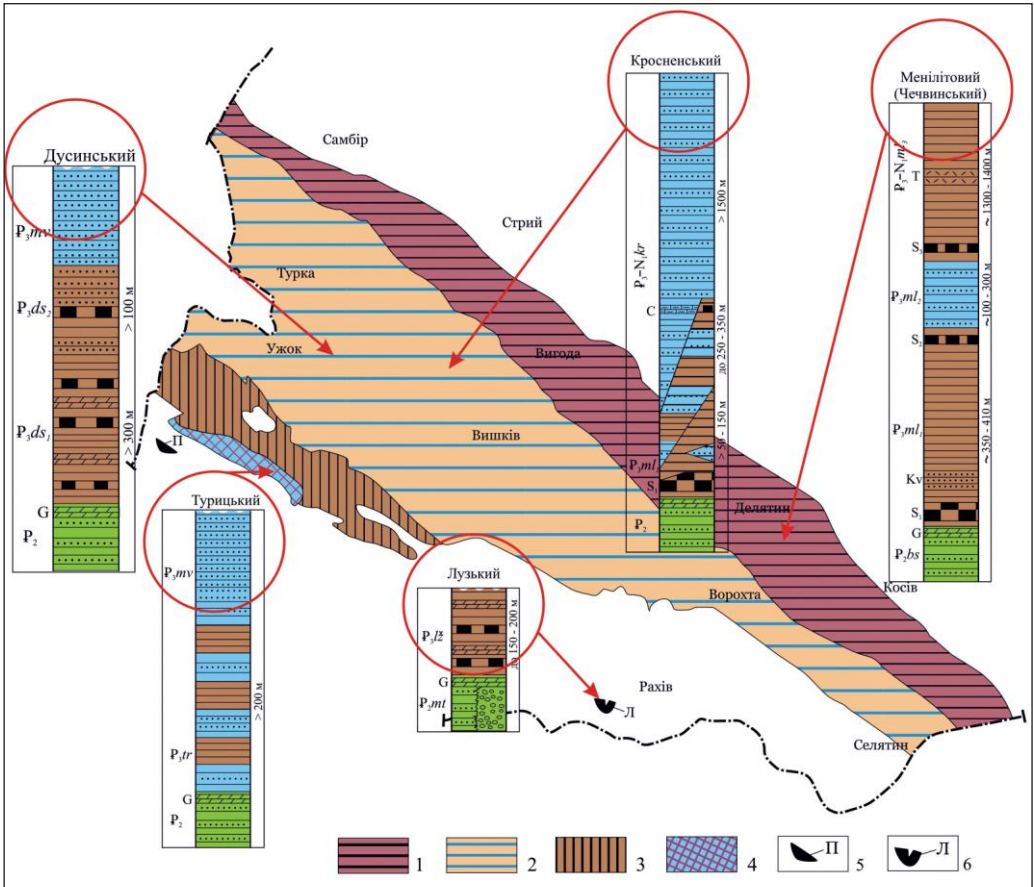
«Чорносланцеві» відклади, виділені у верхньоменілітову підсвіту, відомі лише у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину та в північних скибах Скибової зони (Береговій, Орівській і, частково, Сколівській), що свідчить про суттєве зменшення в пізньоолігоценний-ранньоміоценовий час області басейну, де існували аноксичні умови осадонагромадження. В південно-західному напрямку вуглецевмісні верхньоменілітові відклади межують з вапнистими глинисто-піскуватими і піскувато-глинистими відкладами лоп'янецької, кросненської, маловиженської світ (рис. 101, 102). Літологічна характеристика осадових утворень олігоценового віку нами наводиться згідно зі схемою стратиграфічного поділу за О.С. Вяловим [59, 126]. Виділяються *менілітовий (чечвинський), кросненський, дусинський* [22] (*турицький, лузький*) типи розрізу олігоценових відкладів.

В досліджуваному регіоні осадова товща нижньоменілітової підсвіти підстилається регіонально витриманим шешорським горизонтом верхнього еоцену,



Світу: Pts<sub>2</sub>bs – бистрицька, Pts<sub>2</sub>mt – метовська, Pts<sub>3</sub>-N<sub>1</sub>ml – менілітова, Pts<sub>3</sub>ds – дусинська, Pts<sub>3</sub>tr – турицька, Pts<sub>3</sub>lz – лузька. Горизонти: G – глобигеринових мергелів, кременисті: S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> – нижньоменілітової, S<sub>3</sub> – верхньоменілітової підсвіт, Kv – клівських пісковиків, C – смугастих вапняків (головецький), T – чечвинських туфів. Критична глибина карбонатнагромадження: КГК – у Світовому океані, КГК(КО) – на континентальній окраїні.

Рис. 101. Літолого-геохімічна характеристика та умови седиментогенезу олігоценових відкладів (фаза «океанічних безкисневих подій» ОАЕ-4) [187]

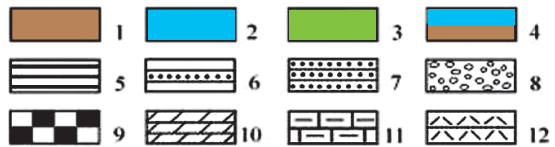


Літолого-фаціальні типи розрізів: 1 – менілітовий (чечвинський); 2 – кросненський; 3 – дусинський; 4 – турицький; 5 – підгальський фліш; 6 – лузька світла.

Рис. 102. Карта-схема поширення олігоценових відкладів (фаза «океанічних безкисневих подій» ОАЕ-4) [187]

Умовні позначення до рис. 101, 102:

Літолого-геохімічні типи відкладів: 1 – чорні вуглецевмісні скременілі теригенно-глинисті; 2 – сірі глинисто-теригенні карбонатні; 3 – зеленувато-сірі строкаті глинисто-теригенні безкарбонатні і слабкокарбонатні, іноді з мергелистими верствами; 4 – товщі перехідного типу.



Літофації: 5 – аргілітова і піскувата-аргілітова; 6 – ритмічна аргілітово-піскувата; 7 – масивних і товстощаруватих пісковиків з поодинокими прошарками аргілітів. Породи: 8 – конгломерати і гравеліти; 9 – силіцити; 10 – мергелі; 11 – скременілі смугасті вапняки; 12 – туфи.

представленим глобігеріновими мергелями, вище яких залягають вуглецевмісні скременілі породи, що свідчить про різку зміну характеру біогенної седиментації в Карпатському басейні на межі еоценового і олігоценового часу.

Найповніше менілітові відклади представлені у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину і в північних скибах Скибової зони (менілітовий або

чечвинський тип розрізу), де виділяються нижня, середня (доп'янецька світа) і верхня підсвіти.

В підосшві *нижньоменілітової підсвіти* (нижній-середній олігоцен) залягає «підкременевиий» (рибницький або мразницький) горизонт, складений чорними невапнистими аргілітами, з прошарками темно-сірих і чорних фтанітів, іноді сірих пісковиків і мергелів.

В глибинному заляганні на Бориславській площі серед нижньоменілітових відкладів нижче «підкременевого» горизонту виділяється бориславський пісковик (5–25 м), який є найважливішим нафтоносним горизонтом у цьому районі. Це товща теригенних псамітових порід, представлених товстошаруватими кварцовими пісковиками.

Вище *рибницького* горизонту повсюдно прослідковується нижній кремєнистий («нижньороговииковий») горизонт (темно-сірі до чорних фтаніти і сірі вапнисті силіцити, які містять прошарки чорних аргілітів, зрідка сірих дрібно-зернистих пісковиків та мергелів). Ця потужна (до 20 м) силіцитова товща в нижній частині нижньоменілітової підсвіти є одним з головних стратиграфічно витриманих маркуючих горизонтів флішу Карпат. За результатами проведених нами польових робіт встановлено, що нижня частина кременистого горизонту в Скибовій зоні (розрізи по р. Тисмениця в околицях м. Борислав (Берегова скиба), по р. Опір в околицях с. Верхне Синьовидне (Орівська скиба), по р. Орява в околицях с. Коростів (скиба Парашки), в басейні р. Опір в околицях с. Тухля (скиба Зелем'янки) та ін.), зазвичай представлена пачкою темно-сірих до чорних силіцитів (фтанітів), масивної або смугастої текстури, зближених або розділених тоненькими прошарками чорних аргілітів. Товщина окремих прошарків силіцитів становить 2–10 см. У верхній частині товщі залягають ясно-сірі карбонатно-кременисті породи (вапнисті силіцити, кременисті мергелі) з прошарками і лінзами силіцитів темнішого забарвлення (фтанітів або фтанітоподібних вапнистих силіцитів). У відслоненні нижньоменілітових порід по р. Опір в околицях с. Сколе (Сколівська скиба) у складі нижнього кременистого горизонту виділяються три пачки: нижня і верхня – карбонатно-кременисті, середня – глинисто-кремениста, складена глинистими фтанітами і кременистими аргілітами. Вапнисті силіцити широко розвинені також у розрізах нижнього кременистого горизонту по ріках Пістинка (с. Шешори, с. Пістинь), Черемош (с. Тудів), Лючка (с. Люча), в околицях сіл Гроздева і Річка Івано-Франківської області. В розрізі р. Бистриця Надвірнянська в околицях с. Пасічна на поверхні прошарків силіцитів трапляються поодинокі відбитки скелетів риб.

Межу між відкладами еоценового та олігоценного віку ми досліджували у відслоненні по правому березі р. Опір в околицях Верхнього Синьовидного (рис. 103). Породи шешорського горизонту представлені щільними ясно-сірими глобігеріновими мергелями (до 0,5 м) з прошарками темно-сірих до чорних аргілітів. Перекриваються вони відкладами олігоценного віку, а саме «підкременевою» пачкою (3 м) порід менілітового типу, представлених чорними аргілітами з прошарками фтанітів (до 5 см), а також пісковиків. Вище за розрізом залягають породи нижнього кременевого горизонту менілітової світи (близько 10 м). Його нижня частина представлена темно сірими і чорними фтанітами,



Рис. 103. Відслонення контакту кременисто-глинистих порід рибницького («підроговикового») горизонту (1) з фтанітовою товщею нижнього кременистого горизонту олігоцену (2), с. Верхнє Синьовидне, р. Опір

яку вигляді малопотужних прошарків трапляються ще в «підкременевій» пачці. У верхній частині кременевого горизонту переважають ясно-сірі вапнисті силіцити масивної текстури, що містять брилоподібні стяжіння темно-сірих фтанітоподібних вапнистих силіцитів розміром до 0,5 м. Шешорський горизонт, представлений чергуванням чорних і зеленувато-сірих аргілітів, сірих глобігерінових мергелів та пісковиків, на межі еоцену і олігоцену прослідковується в околицях м. Борислава на р. Тисмениця. В підшві нижньоолігоценових відкладів тут залягають осадові утворення «підкременевого» горизонту, складеного чорними

аргілітами з прошарками кременистих мергелів, пісковиків і силіцитів. Нижній кременевий горизонт в цьому розрізі представлений темно-сірими до чорних фтанітами у нижній його частині (10 м) і ясно-сірими вапнистими силіцитами і кременистими мергелями з прошарками і лінзами темно-сірих фтанітоподібних вапнистих силіцитів у верхній частині (10 м).

Згідно з [20] в нижній частині розрізу нижньоменілітової підсвіти в районі м. Добромилів і с. Княжполь (Берегова скиба) розвинений діатомітовий горизонт товщиною до 16 м, представлений перешаруванням діатомітів, фтанітів і чорних аргілітів.

Основна частина підсвіти представлена товщею чорних вуглецевмісних скременілих аргілітів з прошарками зеленувато-сірих алевролітів і пісковиків. Спостерігаються окремі проверстки зеленувато-сірих глин та аргілітів, ясно-сірих мергелів, а також численні діагенетичні карбонатні конкреції різного розміру і форми. У приповерхневій частині зони гіпергенезу чорні аргіліти набувають характерної сланцюватої текстури, завдяки чому вони відомі в геологічній літературі під терміном «менілітові сланці» [91]. В них часто трапляються агрегати вторинних мінералів (примазки ярозиту, гідроокислів заліза, кристали гіпсу) – продукти хімічного вивітрювання порід, збагачених  $PO_4$  і піритом.

Серед бігумінозних теригенно-глинистих порід основної частини нижньоменілітової підсвіти прослідковується горизонт клівських пісковиків, складений ясно-сірими (іноді з зеленуватим відтінком) дрібно- і різнозернистими глауконітовими кварцовими пісковиками, які петрографічно подібні до бориславських і містять малопотужні проверстки чорних аргілітів та іноді переходять в гравеліти і дрібногалькові конгломерати, складені, переважно, галькою філітів. Товщина пластів клівських пісковиків становить від 1,5 до 3–4 м, а самого горизонту – від 10 до 150 м, а на території Польщі (на північний схід від м. Устрики Доль-

ні) – до 400 м. Місцезнаходження клівських пісковиків в розрізі підсвіти не є постійним. Зазвичай, вони розвинені в її нижній частині, іноді опускаються майже до нижнього кременевого горизонту.

У покрівлі підсвіти розвинений малопотужний (0,5–1,0 м) горизонт темно-сірих фтанітів, який у південному напрямку (у Кросненській зоні, в південних скибах) переходить в горизонт скременілих смугастих вапняків (головецький), на території Польщі відомий під терміном «ясельські сланці».

Загальна товщина нижньоменілітової підсвіти коливається в межах від 100–200 м до 350–410 м. В північно-західній частині Скибової зони, в районі м. Борислав та с. Монастирець і Тарнава, спостерігається неповний розріз нижньоменілітової підсвіти. Бітумінозні породи з її нижньої частини тут не- згідно перекриваються комплексом нижньоміоценових молас. Скорочений розріз нижньоменілітових відкладів в Бориславському перетині перекривається нижньоміоценовими воротищенськими глинами, які містять численні олістоліти порід менілітового типу.

Великі товщини (понад 400 м) відкладів нижньоменілітової підсвіти першого тектонічного поверху встановлені в районі Майданського тектонічного піввікна. Вони зменшуються у північно-західному напрямку до 100–150 м на Бориславській ділянці і в південно-східному напрямку до 100–300 м на Битківській ділянці. У межах другого тектонічного поверху значення товщин підсвіти змінюються від 300 м (площі Росільнянська, Яблунька-Кричківська) до 100–200 м (Битківська ділянка), зростаючи далі на південний схід до 250–300 м, а в Бориславському перетині змінюються від 225–280 м (площі Новосхідницька і Заводівська) на північному заході до 80–100 м (Іванківський піднасув) на північному сході. В напрямку південно-східної перикліналі складки товщини підсвіти різко зменшуються: до 28,4 м (св. Новосхідницька-42) і до 8,8 м (св. Новосхідницька-9). В св. Новосхідницька-20 нижньоменілітові відклади відсутні. Зменшення товщини відкладів нижньоменілітової підсвіти відбувається, головним чином, внаслідок зменшення товщини клівських пісковиків і випадіння з розрізу пачок пісковиків верхньої частини підсвіти.

*Середньоменілітова (лоп'янецька) підсвіта* (нижній-середній олігоцен) складена сірими вапнистими аргілітами і пісковиками та слюдистими мергелями з низьким вмістом  $C_{орг.}$  і  $SiO_{2біог}$  та підвищеним –  $CaCO_3$ . Речовинний склад цих відкладів свідчить про встановлення в Карпатській частині Паратетису в середині олігоценового часу нормального режиму аерації морських вод. Товщина підсвіти досягає 300–400 м. На північний захід від р. Стрий (розріз біля с. Клично) лоп'янецькі відклади виклинюються повністю. Верхній кременевий горизонт, по якому проводиться нижня межа верхньоменілітової підсвіти, в цьому розрізі залягає на нижньоменілітових бітумінозних відкладах.

Максимальна товщина відкладів (понад 200 м) середньоменілітової підсвіти виявлена на Вигода-Витвицькій площі (св. Вигода-Витвицька-18). У північно-західному і південно-східному напрямках товщина підсвіти (внаслідок перерви в осадконагромадженні і розмиву її верхньої частини) скорочується: до 40–80 м на Битківській площі (Битківська глибинна складка), до 70–100 м у північно-західній частині Північно-Долинської складки, і до 55 м на Танявській



площі. Ще далі на північний захід на площах Орів-Уличнянська, Бориславська доп'янецька підсвіта повністю випадає з розрізу.

Відклади *верхньоменілітової підсвіти* (верхній олігоцен-нижній міоцен) представлені перешаруванням чорних вуглецевмісних невапнистих аргілітів і сірих пісковиків, а також темно-сірих вапнистих аргілітів і мергелів. Їх розвиток у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину і в північних скибах Скибової зони свідчить про відновлення анокисних умов в морських водах північної частини Карпатського басейну в пізньому олігоцені. В підосві верхньоменілітової підсвіти розвинений верхній кременевий («верхньороговиковий») горизонт, складений світло-, темно-сірими або коричневими фтанітами, що іноді містять проверстки скременілих аргілітів. Його товщина змінюється по простяганню, іноді досягаючи 4–6 м.

Вище кременевого горизонту залягає товща (300 м) чорних невапнистих аргілітів з малопотужними прошарками алевролітів та пісковиків, які догори за розрізом змінюються темно-сірими слабовапнистими аргілітами (700 м), що перешаровуються із сірими дрібнозернистими пісковиками і часто містять прошарки мергелів.

В нижній і середній частинах розрізу підсвіти часто розвинені горизонти туфів та туфітів. Товщина чечвинського туфового горизонту, складеного ріолітовими і дацитовими туфами, туфітами, туфогенними аргілітами сягає 70–80 м.

Вище чечвинських туфів залягають чорні невапнисті аргіліти з прошарками пісковиків і доломітизованих мергелів. У верхній частині підсвіти трапляються поодинокі малопотужні (до 0,5–0,7 м) лінзоподібні прошарки темно-сірих фтанітів. В басейні р. Чечви на цій темно-колірній пачці стратиграфічно згідно залягає сіро колірна карбонатна товща (найвища ланка верхньоменілітової підсвіти).

Товщина верхньоменілітових відкладів досягає 1300–1700 м. На північ від Берегової скиби у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину вони зазвичай частково або повністю розмиті і їх товщина не перевищує 300–400 м.

Найповніші розрізи підсвіти розкриті у центральній частині прогину. На площі Спаська у першому тектонічному поверсі складок товщина відкладів верхньоменілітової підсвіти перевищує 875 м. На північний захід товщина підсвіти зменшується до 60–100 м у межах Тянявської, Стинавської, Бориславської глибинної та Старосамбірської складок. В районі Нагуевич, Попелів, Воля Блажівська відклади підсвіти повністю випадають з розрізу. На окремих ділянках другого тектонічного поверху товщина світи становить до 80 м. Скорочення товщини відкладів підсвіти відбувається за рахунок поступового виклинювання в розрізі нижніх та верхніх пачок порід.

Найбільша загальна товщина відкладів менілітової світи виявлена в розрізах свердловин, пробурених на Спаській площі (Спаська складка). Тут вона перевищує 1200 м. На північний схід і південний захід вдовж простягання прогину, а також нахрест його простягання від Спаської складки товщина відкладів світи значно зменшується. В межах окремих складок вона скорочується поступово, а при переході від складки до складки – стрибкоподібно. При збільшенні амплітуд насувів між складками різниця в товщинах зростає. Зменшення товщини

відкладів олігоцену навхрест простягання прогину зумовлене послідовним наближенням згаданих розрізів до крайової частини басейну. Зменшення товщин відкладів на північний захід і південний схід вздовж простягання пов'язується з менш інтенсивним прогинанням дна осадового басейну відносно його центральної частини.

Разом з регіональними змінами товщин відкладів менілітової світи відбуваються також їх локальні зміни в межах окремих глибинних складок. Аналіз поширення відкладів показав, що для присклепінних ділянок структур характерні мінімальні значення товщин відкладів. При цьому загальний план поширення відкладів певної товщини успадковується від горизонту до горизонту. Часто скорочення товщин супроводжується виклинюванням окремих проверстків порід у межах підсвіт і зумовлене їх інтенсивним розмивом у склепінних складок. Наприклад, мінімальна товщина відкладів олігоцену пов'язана з розташуванням палеосклепіння Битківської складки, що розташовані на ділянці св. Битківська-290, 385, 507, 535, 537, 539 і приурочена до її північно-західної перикліналі. Аналогічний зв'язок товщини відкладів з їх розташуванням на ділянках структур виявлений на Північнодолинській (св. 24, 96), Долинській (св. 518), Танявській (св. 9), Стинавській (св. Уличнянська-24, Стинавська-2, 4), Іванківській (св. 16, 38), Бориславській (св. 1686) площах.

На південному заході Зовнішніх Карпат вуглецевмісні скременілі відклади розповсюджені лише в низах розрізу олігоцену. Так, в південних скибах Скибової зони і в Кросненській, Венгловецькій, Переддуклянській, Дуклянській, Свідовецькій зонах присутня лише нижня частина менілітових відкладів (*кросненський тип розрізу*). Верхньоменілітова, лоп'янецька і навіть верхня частина нижньоменілітової підсвіти випадають із розрізу та фаціально заміщуються в південно-західному напрямку перехідною товщою, виділеною згідно з [59, 126] в так звану верецьку світу, і кросненськими відкладами. Характерною особливістю перехідної товщі є перешарування чорних аргілітів менілітового типу із сірими карбонатними аргілітами та слюдистими пісковиками кросненського типу. Товщина перехідної товщі становить від 70–120 до 320–400 м.

В південних скибах Скибової зони товщина нижньоменілітової підсвіти коливається від кількох десятків метрів (басейн р. Тероблі) до 350–420 м (скиби Рожанки і Зелем'янки в басейні р. Дністер). В їх підосві повсюдно прослідковується нижній кременистий горизонт. Відмічаються кількадеметрові пласти пісковиків, які є аналогами клівських. Товщина перехідної товщі змінюється від 70–120 м (скиба Зелем'янки) до 320–400 м (скиба Рожанка в околицях с. Ясениця Замкова, скиба Зелем'янки в околицях с. Оравчик).

Кросненська світа за літологічними особливостями поділяється на три підсвіти: нижня складена товстошаруватими і масивними пісковиками (0,8–3 м, рідше до 8 м) з поодинокими проверстками аргілітів; середня представлена тонкоритмічним чергуванням пісковиків і аргілітів; у верхній підсвіті переважають аргіліти, які містять тонкі проверстки пісковиків. Загальна товщина кросненських відкладів в південних скибах Скибової зони перевищує 1000 м.

Дослідження геологічної будови олігocenових відкладів Українських Карпат показує, що чорносланцева фація набуває свого максимального розвитку

в межах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та в зовнішніх скибах Скибової зони. Отже, найперспективнішими для пошуків сланцевої нафти є зовнішні структурно-фаціальні зони Карпат.

У складі нижнього кременистого горизонту олігоцену в південних скибах часто переважають вапнисті різновиди силіцитів. Так, в розрізі по р. Ясениця в околицях с. Ясениця Замкова (скиба Зелем'янки) вапнистими силіцитами і кременистими мергелями складений весь нижній кременистий горизонт нижньоменілітової підсвіти. Тут у нижній частині карбонатно-кременистого горизонту (4–5 м) розвинені темно-сірі фтанітоподібні вапнисті силіцити з шаруватою текстурою, а у верхній (6–7 м) – масивні ясно-сірі опокоподібні вапнисті силіцити з прошарками і лінзами темно-сірих фтанітоподібних вапнистих силіцитів. В околицях с. Тухля (скиба Зелем'янки) в басейні р. Опір в потоці Кременінному нами досліджено відслонення порід нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти. Догори за розрізом тут спостерігається поступовий перехід від фтанітів до вапнистих силіцитів і далі до скременілих мергелів. Лише нижня частина кременистого горизонту (0–3 м) складена тут темно-сірими до чорних масивними невапнистими силіцитами (фтанітами). Породи з кислотою не реагують. Вище (3–5 м) спостерігається перешарування ясно-сірих опокоподібних і темно-сірих фтанітоподібних вапнистих силіцитів. Верхня частина розрізу (5–20 м) представлена ясно-сірими вапнистими силіцитами і скременілими мергелями. Темно-сірі фтанітоподібні вапнисті силіцити у цій пачці зустрічаються тільки у нижній її частині у вигляді малопотужних лінзоподібних прошарків (до 3 см).

В середній частині розрізу олігоценових відкладів Кросненської зони бітумінозні породи менілітового типу поступово повністю зникають. Тут також відсутній горизонт клівських пісковиків. В південній частині Кросненської зони, а також в Переддуклянській, Дуклянській і Свидовецькій зонах товщина нижньоменілітових відкладів зменшується до 40–100 м. Нижній кременистий горизонт тут повсюдно не прослідковується і не є суцільним. Він представлений окремими проверстками фтанітів або фтанітоподібних вапнистих силіцитів, які іноді по простяганню заміщуються смугастими скременілими вапняками. Малопотужний силіцитовий горизонт, що прослідковується у верхній частині нижньоменілітової підсвіти в кросненському типі розрізу, фаціально переходить в горизонт скременілих смугастих вапняків (головецький горизонт). Іноді пласти темно-сірих силіцитів, які стратиграфічно відповідають смугастим вапнякам, трапляються серед кросненських відкладів (розріз біля м. Турки).

*Дусинський тип розрізу* представлений однойменною світою серед олігоценових відкладів Дусинської підзони Дуклянської зони. Характерною ознакою чорних вуглецевмісних порід дусинської світи, на відміну від порід менілітового типу, є їх підвищена карбонатність. Виділяються дві підсвіти: нижньодусинська – аргіліто-мергельна (до 350 м) і верхньодусинська – аргіліто-алевроліто-піскувата (до 200–250 м). В першій переважають масивні чорні, рідше сірі вапнисті і невапнисті аргіліти з проверстками фтанітів або фтанітоподібних вапнистих силіцитів, пісковиків і вапняків. Верхньодусинська підсвіта складена переважно грубо-і середньосаруватими голубувато-сірими пісковиками, серед

яких трапляються поодинокі проверстки чорних і сірих аргілітів та фтанітів або фтанітоподібних вапнистих силіцитів. Дусинські відклади підстеляються еоценовим глинистим флішем і перекриваються слюдистими пісковиками маловиженської світи.

Чорні вуглецевмісні аргіліти дусинського і менілітового типів у вигляді окремих проверсток трапляються в теригенній товщі олігоценового віку Турицької підзони Дуклянської зони (*турицький тип розрізу*), які виділені у турицьку світу. Тут перехідна товща прослідковується вже в самій нижній частині олігоценових відкладів. В підосвіті світи залягають темно-сірі вапнисті аргіліти з прошарками алевролітів, дрібнозернистих пісковиків, серед яких розвинені пачки чорних аргілітів, за речовинним складом подібних до дусинських або менілітових. Вище за розрізом вуглецевмісні глинисті породи дусинського і менілітового типів зникають повністю і товща набуває характеру тонкоритмічного флішу, де чергуються сірі і темно-сірі вапнисті аргіліти, тонкошаруваті алевроліти і пісковики. Ближче до покрівлі товщі товщина і кількість прошарків пісковиків збільшується. Загальна товщина відкладів турицької світи становить 420 м. Перекриваються вони пісковиками маловиженської світи.

В Мармароській зоні олігоценові відклади виділені у лузьку світу, яка за літологічним складом є аналогом нижньодусинської підсвіти (*лузький тип розрізу*). Вони підстеляються верхньоеоценовими утвореннями метовської і великобаньської світ. Їх видима товщина досягає кілька десятків метрів.

Імовірно, що нижня частина досліджуваних олігоценових відкладів у Внутрішніх Карпатах певною мірою зіставляється з верхами так званого *підгальського флішу* (середній еоцен – нижній олігоцен), який виділений у фундаменті Закарпатського прогину і відомий в Словацьких Карпатах під назвою «шаришські верстви» [19, 59]. Представлена ця товща ритмічним чергуванням темно-сірих аргілітів і крупно-, середньозернистих пісковиків. У верхній її частині (15–20 м) забарвлення порід стає темнішим. У розрізі проявляються чорні аргіліти, які характеризуються вмістом домішки  $\text{PO}_4$  вище кларкових значень (< 1%). В породах середньої частини цієї товщі трапляються рештки глобігерин, які характерні для низів олігоценових відкладів Українських Карпат, виділених у менілітову світу. Проте питання кореляції підгальського флішу з менілітовими і дусинськими відкладами вимагає додаткового вивчення.

Треба зазначити, що цікавим об'єктом досліджень серед олігоценових відкладів є товщі перехідного типу (верецька і турицька світи), для яких характерне перешарування чорних вуглецевмісних і сірих вапнистих теригенно-глинистих порід. В стратиграфічному плані вони підкреслюють діахронність межі між товщами менілітової і кросненської світ. Вивчення таких розрізів має дуже важливе значення для з'ясування палеоокеанографії досліджуваного регіону. Діахронний характер меж між чорними бітумінозними менілітовими і сірими карбонатно-теригенними кросненськими відкладами пояснюється флуктуаціями нижньої межі зони кисневого мінімуму впродовж седиментологічної історії Карпатського олігоценового басейну [66].

Літолого-фаціальні особливості олігоценових та нижньоміоценових відкладів Українських Карпат, віднесених до менілітової та дусинської (лузької)

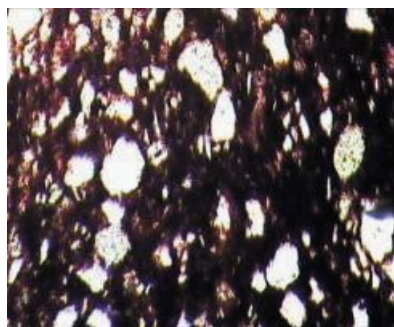
світ, свідчать про поступове зменшення потужності зони кисневого мінімуму і локалізацію області аноксичного седиментогенезу в північній частині басейні.

Таким чином, менілітові сланці широко поширені у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину і в складчастих Карпатах, де, як правило, складають південні частини скиб (Берегова, Орловська та ін.). Це збагачені органічним матеріалом чорні і темно-сірі аргіліти олігоцену з прошарками пісковиків, алевролітів, мергелів і кременів (від 0,5 см до 2–3 м) [88, 104]. Загальна товщина світи досягає 1500 м, вона розділяється на три підсвіти: нижньоменілітову (роговики, бітумінозні сланці, аргіліти, прошарки глауконітових пісковиків, доломітів), лопянецьку (перешарування вапняковистих аргілітів і вапняковистих пісковиків) і верхньоменілітову (бітумінозні сланці з прошарками пісковиків, алевролітів, мергелів, доломітів, у верхній частині – туфів і туфітів). Породи зім'яті в круті складки, ускладнені насувами і скидами. Вміст органічної речовини змінюється від 10 до 35 %, в середньому 12–17 %.

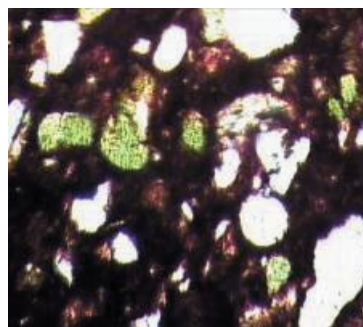
### **6.3. МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ТА ЛІТОЛОГО-ФАЦІАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА**

Головним літологічним типом порід у відкладах менілітової світи є чорні вуглецевмісні аргіліти, які часто містять підвищену кількість аутигенного кремнезему. Характерною особливістю цієї товщі є наявність силіцитів, що утворюють регіонально витримані маркуючі кременисті горизонти. Широко розвинені також пісковики і алевроліти. Карбонатні утворення поширені рідше, вони утворюють малопотужні пласти або діагенетичні конкреції. Літолого-мінералогічна характеристика порід менілітової світи наведена в роботах І.М. Афанасьєвої, М.П. Габінета, Ю.В. Колтуна, В.Б. Порфір'єва, Л.Г. Ткачука та ін. Дослідження структурно-текстурних особливостей та речовинного складу порід світи мінералого-петрографічними, фізико-мінералогічними (рентгено-дифрактометричний, інфрачервоно-спектроскопічний, електронно-мікроскопічний) і геохімічними методами суттєво доповнюють літературні дані і дозволяють зробити висновки про головні особливості седиментогенезу і постседиментаційних перетворень відкладів у аноксидних умовах [187].

Кластичні породи (гравеліти, пісковики, алевроліти) в Карпатському фліші є відкладами гравітаційних потоків різного віку і представлені пластинами як з градаційною шаруватістю (з елементами А–D циклу Боума), так і без неї. Серед порід менілітової світи, збагачених  $PO_4$ , виділяється декілька різновидів, які, вочевидь, відображають різні обстановки осадонагромадження в умовах безкисневих подій. В алевролітах і пісковиках, збагачених  $OP$  (рис. 104), остання, ймовірно, перевідкладена разом з кластичною частиною з першого рівня лавинної седиментації, тобто седиментація проходила в мілководноморських умовах.  $OP$ , змішана з глинистим матеріалом, рівномірно заповнює в цих породах проміжки між кластичними зернами. Виділяються також аргіліти, основна глиниста маса яких рівномірно збагачена  $OP$ . Ці породи, можливо, є елементом E турбідитного циклу Боума, і  $OP$  в них, як і в попередньому випадку, є перевідкладеною,



Пісковик, св. Новосхідницька-5,  
інт. 5075–5077 м, 40<sup>x</sup>



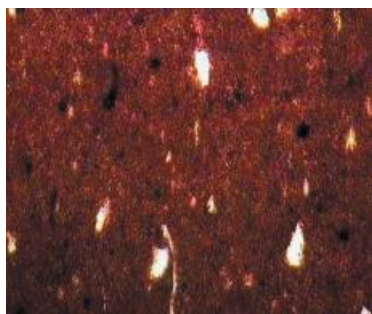
Алевроліт, св. Чечва-1, інт. 2748–2756 м, 40<sup>x</sup>

Рис. 104. Кластичні породи менілітової світи, рівномірно збагачені ОР

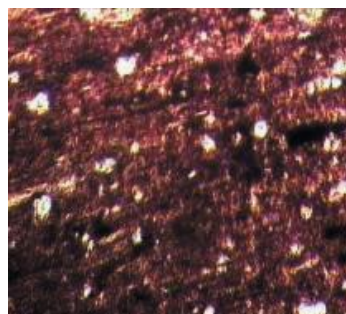
первинно мілководного походження. Однак такі породи можуть бути також результатом звичайної седиментації в умовах активної біотурбації.

Характерним елементом флішових ритмів є аргіліти з мікроскопічно тонкою шаруватістю, утвореною ритмічним чергуванням прошарків, різною мірою збагачених ОР. Така структура вказує на те, що породи не були відкладами гравітаційних потоків, а є результатом звичайної седиментації «частинка за частинкою». Як вказує Г.Д. Досин [45], ці прошарки утворилися в результаті сезонної інтенсифікації біопродуктивності фітопланктону. Шаруватість цих порід свідчить також про існування анаеробних умов у надонних і мулових водах басейну. Вона могла залишитися лише при відсутності процесів біотурбації [61], яка припиняється при вмісті кисню у воді менше 0,5 мл/л.

Вивчення порід менілітової світи, збагачених ОР, показало також наявність в них ОР як морського, так і наземного походження у вигляді залишків вищих наземних рослин (рис. 105–109), що підтверджується геохімічними методами. Це має принципове значення при оцінці потенціальних нафтогазогенераційних властивостей цихпорід.

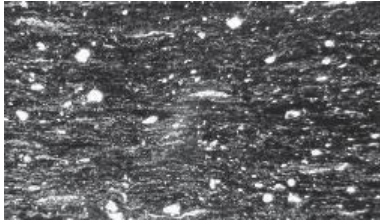


Св. Новосхідницька-4, інт. 4868–4873 м, 60<sup>x</sup>



Св. Рожнятів-5, інт. 4663–4668 м, 60<sup>x</sup>

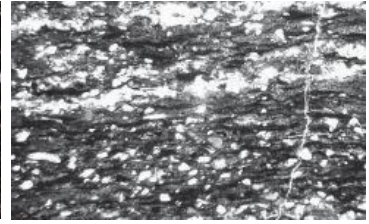
Рис. 105. Аргіліти менілітової світи, рівномірно збагачені ОР



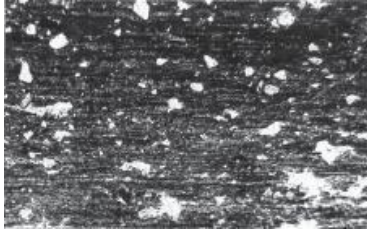
Св. Паровецька-1,  
інт. 2727–2731 м, 60<sup>x</sup>



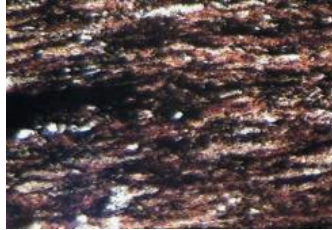
Св. Північний Делятин-1,  
інт. 3820–3827 м, 60<sup>x</sup>



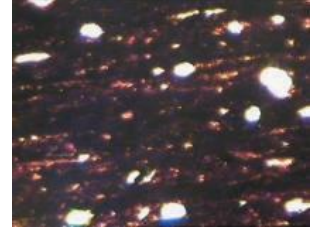
Св. Паровецька-1,  
глибина 2610–2615 м, 60<sup>x</sup>



Св. Смільниця-1,  
інт. 3900–3905 м, 60<sup>x</sup>

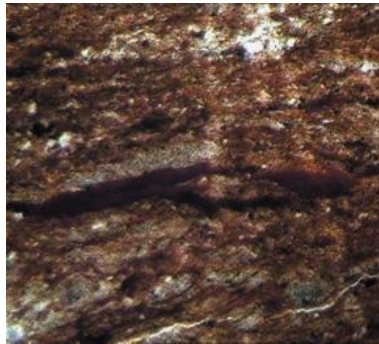


Св. Комарницька-1,  
інт. 3475–3480 м, 60<sup>x</sup>



Св. Новосідницька-8,  
інт. 4554–4558 м, 60<sup>x</sup>

Рис. 106. Тонка шаруватість в аргілітах менілітової світи



Св. Комарницька-1, інт. 3475–3480 м, 60<sup>x</sup>

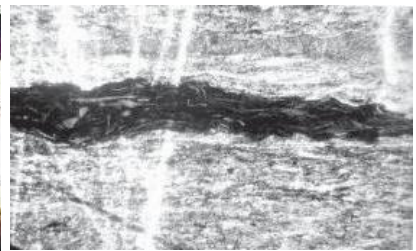
Рис. 107. Фрагмент вищої наземної рослинності в породах менілітової світи



Вугілля з автохтонного  
включення в пісковуку,  
св. Південний Монасти-  
рець-5, інт 4964–4969 м, 40<sup>x</sup>

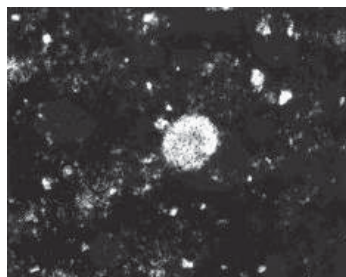


Включення автохтонного  
вугілля в аргіліті,  
св. Делятин-15,  
інт. 4771–4776 м, 40<sup>x</sup>



Включення автохтонного вугілля  
в аргіліті, св. Комарницька-1,  
інт. 3481–3485 м, 40<sup>x</sup>

Рис. 108. Автохтонні вугільні включення в породах менілітової світи

Св. Комарницька-1, інт. 3500–3507 м, 60<sup>x</sup>Нижньоменілітова підсвіта, відслонення,  
с. Верхне Синевидне, 60<sup>x</sup>**Рис. 109.** Пилок вищих рослин в породах менілітової світи

Узагальнюючи наведені вище міркування, зазначимо, що відкладання збагачених розсіяною органічною речовиною осаdів середньої крейди (шипотська, спаська світи) та олігоцену (менілітова світа) проходило в анаеробних умовах, а їх поширення в просторі і часі, а також взаємовідношення із суміжними фаціями контролювалися розташуванням зони кисневого мінімуму, зумовленим особливостями атмосферної та морської циркуляції. Такі палеоокеанографічні умови приводили до нагромадження в карпатському флішовому басейні потужних товщ осаdів, значно збагачених морською ОР, які в сучасному стратиграфічному розрізі являють собою основні потенційно нафтоматеринські відклади в межах Карпатської нафтогазоносною провінції.

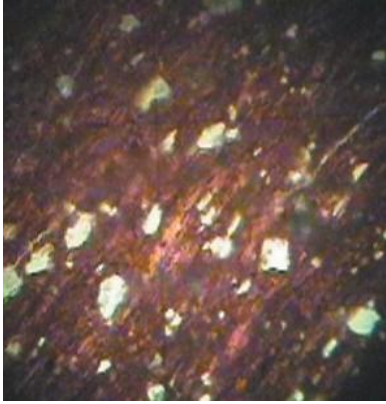
Літологічна характеристика різних типів порід менілітової світи достатньо широко висвітлена в літературі. Огляд цих публікацій був зроблений І.Т. Поппом [187]. Головним літологічним типом порід у відкладах менілітової світи є чорні вуглецевмісні аргіліти, які часто містять підвищену кількість аутигенного кремнезему. Характерною особливістю цієї товщі є наявність силіцитів, які утворюють регіонально витримані маркуючі кременисті горизонти. Широко розвинені також пісковики і алевроліти. Карбонатні утворення поширені рідше і утворюють малопотужні пласти або діагенетичні конкреції. Літолого-мінералогічна характеристика порід менілітової світи наведена в численних роботах [5, 6, 20, 22, 65, 67, 83, 91, 137].

Генетичний тип РОР бітумінозних порід олігоцену Карпат є сапропелевим і гумусо-сапропелевим. На основі досліджень відбивної здатності вітриніту з менілітових відкладів ( $R^a \text{ max } \% = 7,20\text{--}7,75$ ) встановлено, що ступінь катагенетичної перетвореності РОР відповідає градації катагенезу Д–Г (МК<sub>1</sub>–МК<sub>2</sub>) [20]. У РОР бітумінозних аргілітів на глибинах 4,5–6,1 км хлороформовий бітумоїд ( $A_{\text{хл}}$ ) переважає над спирто-бензольним ( $C_{\text{ст-б}}$ ):  $K/H = 0,20\text{--}0,93$ . Ступінь бітумінізації РОР досягає 21,21–26,14 %, а в окремих зразках – 38,0–48,75 %. Вміст  $C_{\text{орг}}$  в олігоценових бітумінозних аргілітах становить вище 1,85–4,96 %, в алевролітах коливається від 0,31 до 3,42 %, в пісковиках – 0,15–2,23 % [22].

*Глинисті породи* менілітової світи, які характеризуються підвищеним вмістом РОР, представлені чорними і коричнево-чорними аргілітами. Встановлені два основних різновиди вуглецевмісних аргілітів: некарбонатні кременисто-глинисті



та карбонатно-глинисті. Перші складають глинисті горизонти нижньоменілітової підсвіти і широко розвинені у верхньоменілітовій підсвіті. Карбонатно-глинисті відміни порід мають підпорядковане значення і зустрічаються тільки у верхньоменілітовій підсвіті у вигляді окремих пачок.



Нижньоменілітова підсвіта,  
м. Борислав, р. Тисмениця.  
Шліф, 100<sup>x</sup>

**Рис. 110.** Сланцювата мікро-  
текстура алевритистого аргіліту

Олігоцені вуглецевмісні аргіліти складені оптичноорієнтованою глинистою речовиною, забарвленою в темно-бурий і бурий кольори РОР. Залежно від кількості теригенного кварцу аргіліти мають пелітову або алевропелітову структуру. Спостерігається горизонтальне або лінзоподібне перешаровування проверстків з різним вмістом алевритової домішки. Мікротекстура аргілітів сланцювата і хвиляподібно-сланцювата (рис. 110). Поряд з тонкосланцюватими аргілітами трапляються грубосланцюваті відміни цих порід.

Нерівномірний розподіл домішок РОР в аргілітах зумовлює чергування чорних і темно-бурих нитко- і лінзоподібних хвилястих мікросмуг з більш ясними (бурими і ясно-бурими) мікросмугами і прошарками, які не мають чітких обмежень та орієнтовані в одному напрямі

за нашаруванням. В основній глинистій масі аргілітів зустрічаються дрібні сфероліти і віялоподібні агрегати халцедону, а також мікростяжіння криптокристалічного  $\text{SiO}_2$  (опалу, халцедону). Рештки організмів з кремнієвою функцією представлені халцедоновими параморфозами по скелетах діатомей, черепашках раділярій і спікулах губок. Трапляються уламки черепашок форамініфер,  $\text{CaCO}_3$  яких частково чи повністю заміщується халцедоном. Скременіння, як правило, розвивається від країв черепашок до центру.

Кластична домішка в аргілітах представлена зернами кварцу, глауконіту, гранату і польового шпату піщаної та алевритової розмірності. Серед мінералів важкої фракції аргілітів переважає пірит (75–95%).

Хімічний склад скременілих некарбонатних аргілітів характеризується значним коливанням кількості  $\text{SiO}_2$  – від 41,0 до 68,77 %, при вмісті  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 9,01–16,41 %. У випадку підвищеної кількості аутигенного кремнезему (халцедон, опал) загальний вміст  $\text{SiO}_2$  іноді підвищується до 74,37 %, а  $\text{Al}_2\text{O}_3$  становить усього 8,01 %. Кремнезем присутній у вигляді різних мінеральних форм: 1) аутигенний  $\text{SiO}_2$  біогенного походження; 2) аутигенний  $\text{SiO}_2$ , що утворився внаслідок трансформації глинистих мінералів (монтморилонізації підрослод); 3) уламковий кварц; 4)  $\text{SiO}_2$ , що входить до складу алюмосилікатів. Вміст РОР в чорних і коричнювато-чорних скременілих аргілітах становить від 3–16 %, іноді досягає 25%.

Серед аргілітів нижньоменілітової підсвіти трапляються тонкі прошарки (0,5–3,0 см), а подекуди і окремі пачки (10–25 см, місцями 8–12 м) зеленувато-сірих і блідо-зеленуватих глин. Основними глинистими мінералами цих порід в

потужних прошарках є гідрослюда, а в тонких – монтморилоніт з гідрослюдою.

Породи часто містять незначну кількість карбонатної домішки. Глини з тонких прошарків помітно розбухають у воді, іноді липкі. Глини, які трапляються у вигляді окремих пачок серед скременілих аргілітів, мають слабко виражену сланцювату текстуру.

Глинисті породи верхньоменілітової підсвіти представлені переважно чорними і коричнювато-чорними скременілими бітумінозними аргілітами. Трапляються також малопотужні проверстки зеленувато-сірих та блідо-зеленуватих глин і аргілітів. Характерною ознакою глинистих горизонтів верхньоменілітової підсвіти є поява в розрізі коричневих слабокарбонатних аргілітів, які мають підпорядковане значення і зустрічаються у вигляді окремих проверстків.

Коричневі слабокарбонатні аргіліти глинистих горизонтів верхньоменілітової підсвіти характеризуються лускоподібною, пластівчастою, плямистою і сланцюватою текстурами. Вони м'якші за чорні і коричнювато-чорні скременілі аргіліти, менш сланцюваті і містять дещо менше  $PO_4$  (2–5 %). Внаслідок окиснення  $PO_4$  в умовах, близьких до земної поверхні, а також у зв'язку з наявністю гідроксидів заліза, що виникли в результаті окиснення піриту, слабокарбонатні аргіліти мають коричневе забарвлення. Породоутворювальна карбонатно-глиниста речовина цих порід у шліфі має вищі кольори інтерференції, ніж основна пелітоморфна маса скременілих аргілітів.

Згідно з результатами досліджень мінерального складу глинистої фракції аргілітів менілітової світи рентгено-дифрактометричним методом асоціація глинистих мінералів до глибини 3,5 км представлена гідрослюдою, шаруватими неупорядкованими агрегатами гідрослюди і монтморилоніту, рідше гідрослюди і гідрохлориту, монтморилонітом, каолінітом і хлоритом [20, 21, 83]. Зазвичай у складі глинистої фракції аргілітів переважає гідрослюда, а залізистий і залізісто-магнезіальний хлорит мають підпорядковане значення. Глибше від 3,5 км в породах присутні два-три глинисті мінерали високого ступеня структурної впорядкованості – гідрослюда, хлорит і каолініт.

Мінералого-петрографічні дослідження глинистих і кременисто-глинистих порід менілітової світи показали, що вони на великих глибинах можуть виступати колекторами нафти і газу тріщинного і змішаного типів [104, 111]. Слід зазначити, що в товщах нафтогазоносних відкладів олігоцену Карпат, які не зазнали інтенсивних постдіагенетичних змін і у своєму геологічному заляганні перебувають у зоні раннього катагенезу  $PK_1$ – $MK_1$ , породами-колекторами зазвичай виступають високопористі пісковики. Горизонти, складені глинистими і кременисто-глинистими породами, у цьому випадку не є продуктивними і відіграють роль флюїдоупорів. Так, у св. Північна Завода-1 менілітова товща першого структурного поверху глибинних складок на глибині 3487–3687 м представлена переважно глинистими породами. Пісковики тут утворюють малопотужні пласти і тонкі прошарки серед бітумінозних алевритистих аргілітів та дрібнозернистих алевролітів. У таких геологічних умовах теригенні породи характеризуються низькими фільтраційно-ємнісними властивостями ( $K_{\text{п}} = 5\text{--}6\%$ ) і разом з аргілітами віднесені до розряду неколекторів.

Дещо іншою є ситуація в тій частині менілітової товщі, яка зазнала глибоких катагенетичних перетворень зони МК<sub>2</sub>–МК<sub>5</sub>. Тут в горизонтах глинистих, кременисто-глинистих і кластично-глинистих порід можна прогнозувати широкий розвиток порід-колекторів тріщинного і змішаного (тріщинно-порового чи порово-тріщинного) типів. Глибини залягання таких відкладів у межах Бориславського і Трускавецького насувів становлять більше 4–5 км, а в межах Покутського насуву вони залягають уже з глибини 2,5 км. В цих осадових товщах на великих глибинах в аргілітах, кременистих аргілітах і силіцитах часто спостерігаються системи мікротріщин, заповнених бітумінізованою ОР. Доказом існування в досліджуваних олігоценових відкладах глинистих і кременисто-глинистих порід-колекторів тріщинного типу є отримані з горизонтів, складених тріщинуватими аргілітами з малопотужними прошарками алевролітів й пісковиків, припливи нафти і газу (св. Орів-28, Делятин-15). Зокрема, в північній частині Бориславського нафтопромислового району у св. Орів-28 з менілітових відкладів отримані значні припливи газу і нафтогазового конденсату. Тут зустрінуті тріщинуваті аргіліти темно-сірі до чорних, невапнисті, слюдісті з поодинокими тонкими проверстками пісковиків. Глиниста фракція порід представлена гідрослюдою з домішкою монтморилоніту, що свідчить про перебування осадової товщі в зоні мезокатагенезу [20, 21].

Згідно з результатами мінералого-петрографічних досліджень чорні скременілі аргіліти менілітової світи, розкриті свердловинами на великих глибинах, характеризуються пелітовою або алевропелітовою чи псамоалевропелітовою структурою і добре вираженою сланцюватою мікротекстурою. Вони складені тонколускуватою глинистою речовиною гідрослюдиисто-монтморилонітового складу. Основна глиниста пелітоморфна маса нерівномірно забарвлена тонкодисперсною ОР в бурі і темно-бурі кольори, в результаті чого в породі фіксується чергування хвилястих і ниткоподібних мікросмуг, орієнтованих за нашаруванням. Аутигенний кремнезем нерівномірно розсіяний в основній масі породи або представлений зернами кварцу зі звивистими контурами і плямистим погасанням, а також дрібними нечітко оконтуреними включеннями оптично ізотропного кремнезему (опалу, халцедону низької структурної впорядкованості) або крипто-, мікрокристалічного халцедону (кварцу). Іноді зустрічаються кварц-халцедонові параморфози у скелетних рештках кременевих організмів (губок, радіолярій). Домішка кластичного матеріалу представлена кутастими, напівкутастими і слабкообкатаними зернами кварцу дрібнопіскуватої та алевритової розмірності, поодинокими лусками мусковіту. Уламковий матеріал розподілений дуже нерівномірно. Його вміст коливається від 0–5 % до 15–20 %. Обкатаність зерен кварцу зростає з їх розміром.

*Уламкові породи.* Пісковики у відкладах менілітової світи утворюють малопотужні прошарки серед вуглецевмісних аргілітів, а також окремі горизонти, товщина яких досягає декількох, а іноді десятки метрів. Найчастіше трапляються кварцові пісковики, рідше поліміктові. В останніх близько четвертої частини кластичного матеріалу становлять уламки кварцитів, хлоритових, хлорито-кременистих, серицито-глинистих сланців та інших порід. Переважають обкатані і напівобкатані уламки. Кількість кластичного матеріалу в пісковиках

з базальним і порово-базальним цементом становить до 75–80 %, з поровим і контактним цементом – досягає 95 %. За мінеральним складом цемент переважно карбонатно-глинистий і карбонатно-глинисто-глауконітовий, рідше кременистий. Найбільшим вмістом глауконіту характеризуються клівські пісковики.

Виділяються такі основні відміни пісковиків: 1) сірі і темно-сірі міцні кварцитоподібні з кременистим і генераційно-кварцовим цементом; 2) ясно-сірі масивні або косошаруваті з глауконітом; 3) чорні крупнозернисті поліміктові, однорідні і косошаруваті; 4) тонкозернисті мікрошаруваті сірі і темно-сірі.

Горизонти пісковиків у менілітових відкладах Передкарпатського прогину часто є нафтогазоносними. Проведені мінералого-петрографічні дослідження теригенних порід-колекторів Бориславського, Долинського і Надвірнянського нафтопромислових районів показали такі результати [104].

Встановлено, що найкращі фільтраційно-ємнісні властивості (ФЄВ) (колектор I категорії) мають середньо-, дрібнозернисті пісковики з карбонатно-гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим поровим, контактово-поровим, плівковим цементом. Типовим прикладом таких порід-колекторів є пісковики, розкриті свердловинами Новосхідниця-3 і Нижня Стинява-1 на глибині 4–5 км. Це породи сірого з бурим відтінком кольору. Кластичний матеріал (87–90 %) погано відсортований і представлений кварцом; зустрічаються уламки гірських порід. Зерна кварцу іноді скріплені за рахунок регенерації і ущільнення. Відмічаються вільні пори, часто заповнені бітумінізованою ОР. Порівняно гіршими ФЄВ (колектори 2 і 3 категорії) характеризуються дрібнозернисті алевритисті пісковики з регенераційно-кварцовим, кременистим, карбонатно-глинисто-кременистим, контактово-поровим, поровим (близько 5 %) цементом (площа Завода). Водонасиченими колекторами або неколекторами є пісковики з карбонатним базальним і порово-базальним цементом.

В межах Надвірнянського нафтопромислового району (площа Делятин) породами-колекторами є дрібно- і різнозернисті кварцові пісковики. Найчастіше зустрічаються дрібнозернисті щільні пісковики з поровим цементом (пористість 2–10 %). За мінеральним складом цементувальна маса кремениста, кременисто- глауконітова з реліктами дрібних пелітоморфних агрегатів кальциту, містить включення бітумінізованої органічної речовини. В окремих пластах пісковиків за нашаруванням розвинена система мікротріщин, виповнених бітумами. Дуже характерною особливістю досліджених порід є конформні та інкорпораційні контакти уламкових зерен, а також ознаки заміщення кремнеземом їх первинного карбонатного і глинистого цементу.

Результати проведених досліджень дозволили зробити висновок, що ступінь постседиментаційних змін менілітових відкладів другого структурного поверху (4–5 км) в районі Борислава і Східниці відповідає зоні мезокатагенезу (градації МК<sub>1</sub>–МК<sub>3</sub>), тоді як одновікові породи на тих же глибинах поблизу Надвірної і Делятина зазнали значніших катагенетичних перетворень (МК<sub>4</sub>–МК<sub>5</sub>) [104]. Тому в пластах пісковиків олігоценного віку, розвинених в Надвірнянському нафтопромисловому районі, слід прогнозувати переважний розвиток теригенних

порід-колекторів змішаного (порово-тріщинного і тріщинно-порового) типу в Бориславському районі частіше поширені теригенні колектори порового типу.

*Алевроліти* нижньоменілітової підсвіти за мінеральним складом дуже подібні до пісковиків. Останні часто містять алевролітові прошарки або поступово переходять в алевроліти. Від пісковиків алевроліти відрізняються меншою кількістю кластичного матеріалу і більшою – цементу. В їх складі відмічається пелітовий, а також псамітовий матеріал. Спостерігаються поступові переходи від алевролітів до алевритистих аргілітів. Характер цементації, як і в пісковиків, поровий, контактний, базальний.

З пластами алевролітів також пов'язані поклади вуглеводнів, проте вони мають гірші фільтраційно-ємнісні властивості, ніж пісковики. В більшості випадків алевроліти характеризуються як неколектори.

Унаслідок різного кількісного співвідношення матеріалу псамітової, алевритової і пелітової розмірності в бітумінозних скременілих теригенно-глинистих відкладах менілітової світи існують ряди перехідних порід *піскови́к-аргіліт*, *алевроліт-аргіліт*. Породи такого літологічного типу досліджувалися мінералого-петрографічними методами[31].

В районі смт. Східниця прослідковується ціла смуга виходів на денну поверхню бітумінозних піскувато-глинистих відкладів нижньоменілітової підсвіти. Зразки порід для досліджень були відібрані у відслоненнях на правому березі р. Східничанка (ліва притока р. Стрий). Породи нижньоменілітової підсвіти тут складають декілька крупних добре виражених антиклінальних складок і представлені потужною товщею чорних скременілих аргілітів з численними прошарками пісковиків і силіцитів.

Мінералого-петрографічні дослідження порід, наведених у цьому розрізі, дозволили нам прослідкувати поступовий перехід за нашаруванням від глинистих утворень з більшою або меншою кількістю кластичної домішки до пісковиків і алевролітів.

Розвинені тут чорні скременілі аргіліти характеризуються алевропелітовою структурою, добре вираженою сланцюватою текстурою, складені тонколускуватою глинистою речовиною підрослюдисто-монтморилонітового складу. Основна маса глиниста пелітоморфна, нерівномірно забарвлена РОР в бурі і темно-бурі кольори. В результаті цього в породі фіксується чергування хвилястих і ниткоподібних мікросмуг, орієнтованих за нашаруванням. Кластичний матеріал (5–20 %) представлений кутастими, напівкутастими і слабкообкатаними зернами кварцу дрібнопіскуватої і алевритової розмірності, дуже нерівномірно розподіленими у породі. Зі збільшенням його кількості аргіліти поступово переходять в алевроліти та пісковики з базальним кременисто-глинистим цементом. Обкатаність зерен кварцу зростає з їх розміром. Зустрічаються поодинокі лусочки мусковіту.

В аргілітах зустрічаються різні мінеральні форми аутигенного кремнезему. Найпоширенішими серед них є: 1) кварц-халцедонові параморфози по спікулах кременистих губок (близько 2–3 %), 2) дрібні нечіткооконтурені включення оптично ізотропного опалоподібного SiO<sub>2</sub> або крипто-, мікрористалічного халцедону, 3) зерна аутигенного кварцу зі звивистими контурами і плямистим

погасанням, 4) тонкоагрегатний анізотропний кремнезем, нерівномірно розсіяний в основній масі породи.

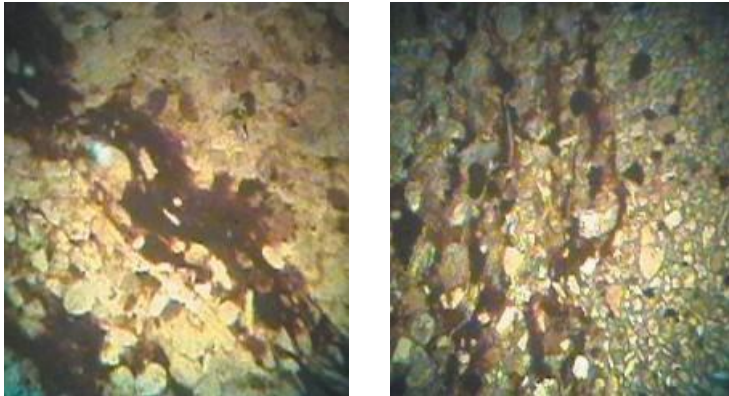
У товщі чорних бітумінозних аргілітів виділяються прошарки ясно-сірих дрібнозернистих алевритистих кварцових пісковиків. Їх кластичний матеріал представлений кутастими, напівкутастими, слабкообкатаними, дуже рідко слабкородованими зернами кварцу (60–80 %) дрібнопіскуватої і алевритової розмірності (до 30 % зерен кварцу) та поодинокими дрібними лусочками мусковіту. Внаслідок нерівномірного розподілу теригенного матеріалу характер цементації на окремих ділянках породи змінюється від базального до порово-базального і базально-порового. У мінеральному складі цементу переважає крипто-мікрокристалічний халцедон, в якому виділяються відносно крупні ділянки видовженої або неправильної форми, складені кремнеземом, розкристалізованим до тонкозернистого кварцу. В масі цементу пісковиків часто присутні округлі мінеральні утворення (до 0,1–0,2 мм) оптично ізотропного опалоподібного кремнезему або мікрокристалічного волокнистого халцедону, агрегати волокнистого халцедону неправильної форми облямовані глинистою речовиною. Ймовірно, вони представляють собою параморфози виповнення кремнеземовою, спорадично глинистою речовиною порожнин після розчинення скелетних решток кремнеорганізмів (радіолярій). Часто в пісковиках відмічаються кварц-халцедонові параморфози по спікулах губок (до 2–3 %), а також мікропрожилки, заповнені волокнистим халцедоном. Подекуди зустрічаються поодинокі середньо-, крупнопсамітові уламки вториннозміненого вулканічного скла, повністю скременілого і пелітизованого.

Верстви пісковиків часто містять прошарки (0,5–1 см) чорних скременілих алевритових аргілітів. Алевритові і дрібнопіскуваті кварцові зерна, вміст яких у глинистих прошарках досягає 30–40 %, зазвичай утворюють піскувато-аледритові гнізда та мікролінзи з поровим глауконіто-глинистим цементом. Вміст цементувальної маси в окремих відмінах пісковиків сягає 50 % і вони поступово переходять в алевропіскуваті халцедонові силіцити, в яких зустрічаються малопотужні прошарки чорних фтанітів (від 0,5 см до 3–4 см).

У розрізах часто спостерігається тонке перешарування (0,5–5 мм) алевритових аргілітів і алевритових дрібнозернистих пісковиків з порово-базальним глинисто-кременистим цементом. Пісковики містять поодинокі лусочки мусковіту і здвійниковані зерна плагіоклазів. Останні часто повністю пелітизовані, іноді по краях заміщуються радіально-променевими агрегатами волокнистого халцедону. Більша частина порового простору пісковиків виповнена кремнеземом різних генерацій. Глиниста речовина зазвичай утворює плівки навколо зерен кварцу, іноді виповнює пори або заміщує зерна польових шпатів. Контакти між тонкими прошарками алевритових пісковиків і алевритових аргілітів поступові і не мають чітких обмежень. Алевроглинисті прошарки містять порівняно з алевропіскуватими відмінами більшу кількість халцедонових спікул губок (до 5–10 %). У них також зустрічаються дрібні зерна алотигенного глауконіту.

Під час глибоких катагенетичних перетворень порід перехідного типу (псаміто-аледроліто-пелітових), в зонах тектонічних напружень, у них виникає тріщинуватість і тоді вони виступають як «нетрадиційні» колектори нафти і

газу. Так, на прикладі менілітових відкладів Долинського нафтопромислового району встановлено (св. Вигода-Витвицька-80), що прояви нафтогазоносності часто приурочені до горизонтів глинисто-теригенних порід з шаруватими текстурами і представлені чергуванням у розрізі алевролітів і аргілітів. Тонко- і мікрошаруваті текстури цих порід сприяли розвитку в них субгоризонтальної пошарової літогенетичної тріщинуватості, і тому з такими осадовими утвореннями можуть бути пов'язані зони поширення колекторів змішаного типу (порово-тріщинних, тріщинно-порових). В Надвірнянському нафтопромисловому районі (св. Пнів-18; Південний Гвізд-4, 9; Микуличин-3, 21, 22), на глибинах 2,3–3,6 км, прояви нафтоносності у менілітових відкладах пов'язані із скременілими алевроліто-пелітовими породами перехідного типу, які виступають колекторами тріщинного типу. Тут розвинені скременілі глинисті алевроліти або алевритисті кремнеаргіліти (рис. 111), верстувата текстура яких пов'язана з нерівномірним пошаровим розподілом кластичного матеріалу і пошаровою зміною типу цементу (порового, базального регенераційно-кварцового).



Нижньоменілітова підсвіта, с. Східниця. Шліф, 100<sup>x</sup>

Рис. 111. Кременисто-глинисті прошарки в алевроліті, збагачені РОР

*Кременисті породи* (силіцити) широко розповсюджені серед бітумінозних відкладів менілітової світи. Вони зазвичай представлені фтанітами, іноді вапнистими силіцитами, діатомітами, спонголітами і гезами. Мінерало-петрографічна та літолого-генетична характеристика силіцитів менілітової світи наведена в роботах М.П. Габінета зі співавторами [20, 21], І.М. Афанасьєвої [5, 6] та ін. Проведені дослідження І.Т. Поппа та ін. [100–109] дозволили детально вивчити структурно-текстурні особливості цих осадових кременистих утворень та з'ясувати умови їх генезису.

Терміном «*фтаніти*» ми називаємо кварц-халцедонові силіцити з підвищеним вмістом РОР. Присутність органічної домішки надає їм темно-сірого до чорного або коричневатого забарвлення. Фтаніти широко розвинені в палеозойських і ранньомезозойських «чорносланцевих» товщах багатьох регіонів світу (сакмарська діабазово-фтанітова формація Південного Уралу (S); формації Скотт-Каньйон і Велмі (Є-О) в штаті Невада; нижній і середній палеозой

Центральної і Західної Європи; триас і юра Сіхоте-Аліня та ін.). Фтанітоподібні силіцити відомі серед міоценових кременистих відкладах формації Монтерей (Каліфорнія). Сучасними аналогами таких силіцитів є біогенні вуглецевмісні кременисті мули в осадах континентальних окраїн.

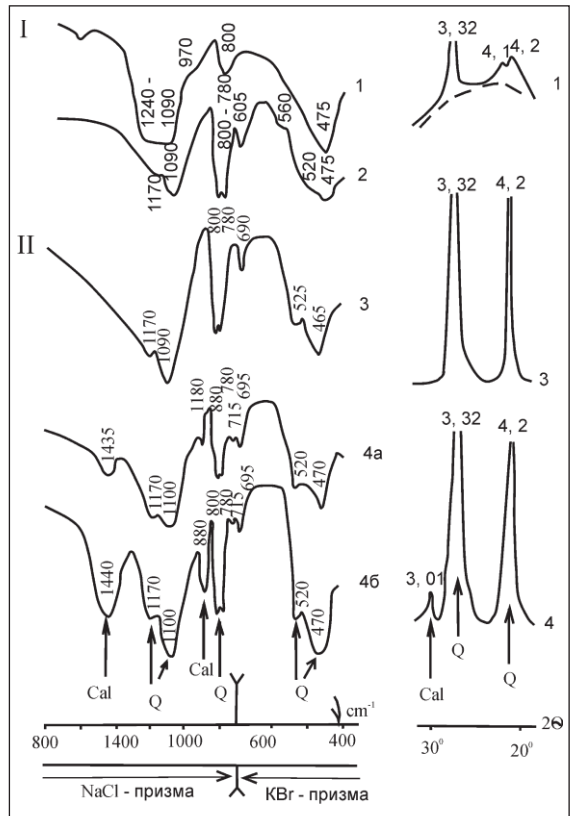
В крейдово-палеогенових відкладах Українських Карпат фтаніти утворюють кременисті горизонти шипотської, спаської (барем-альб), манявської (еоцен), менілітової, дусинської (олігоцен) світ.

Фтаніти нижньоменілітової підсвіти складені крипто-, мікрокристалічним кварцом (халцедоном) із показником заломлення 1,536–1,539, серед якого зустрічаються сфероліти і віялоподібні агрегати волокнистого халцедону та поодинокі скелетні рештки кремнієвих організмів (діатоми, радіолярії). Коричневі фтаніти, які характерні для верхньоменілітової підсвіти, відрізняються від темно-сірих і чорних тим, що халцедон у них більш тонкоагрегатний.

Результати вивчення рентгенодифрактограм та інфрачервоних спектрів фтанітів підтверджують кварцовий склад породоутворювальної речовини цих порід (рефлекси 0,1533, 0,1659, 0,1665, 0,1812, 0,1967, 0,211, 0,226, 0,244, 0,332, 0,420 нм; смуги 1170, 1090, дублет 800–780; 695, 520 і 475  $\text{cm}^{-1}$ ) (рис. 112).

I – бітумінозні глинисто-кременисті відклади: 1 – діатоміт (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта, м. Добромиль); 2 – фтаніт (барем-альб, шипотська світ, с. Шипот); II – бітумінозні карбонатно-глинисто-кременисті відклади (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта); 3 – фтаніт (м. Борислав); 4 – тонкошаруватий вапнистий силіцит, в якому окремі текстурні елементи збагачені  $\text{SiO}_2$  (а) або  $\text{CaCO}_3$  (б). Q – кварц; Cal – кальцит; Pr – пірит; Dol – доломіт; Chl – хлорит.

Рис. 112. Інфрачервоні спектри і рентгенодифрактограми силіцитів Карпат



В олігоценових фтанітах спостерігаються глобулярна, гранулярна, кристаломорфно-глобулярна, кристаломорфна, субкристаломорфна, субгранулярна ультрамікроструктури, виражені відповідно дрібногорбкуватим, горбкуватим, новакулітово-дрібногорбкуватим, новакулітовим, субновакулітовим і апоновакулітовим типу реплікової поверхні згідно з класифікацією. В нижньоменілітових фтанітах з глобулярною ультраструктурою (розріз біля м. Борислав),



зустрічаються тріщини, заповнені кристаломорфним кварцом (друзоподібний тип реплікової поверхні).

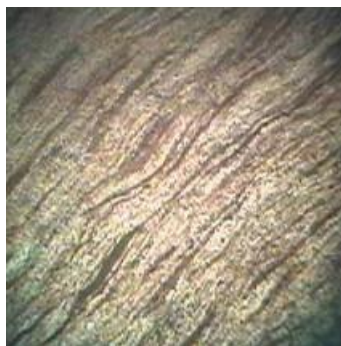
За ступенем розкristалізації породоутворювального кремнезему та речовинним складом виділено такі різновиди силіцитів менілітової світи [83]:

- темно-сірі фтаніти, складені тонкоагрегатним халцедоном (80–100%), який добре реагує на поляризоване світло, та прихованокристалічним, майже ізотропним кремнеземом (1–20%), містять дуже мало (0,3–1%) включень піриту, РОР, гідроксидів заліза, лусочок гідрослюди і зерен поліморфного кальциту;
- темно-сірі дочорних фтаніти, в яких вміст тонкоагрегатного халцедону серед прихованокристалічної маси кремнезему становить 40–80% і міститься більше (3–6%) включень глинистого матеріалу, РОР, піриту;
- чорні фтаніти, в яких тонкоагрегатний халцедон становить 10–40%, а основна частина породи складається з прихованокристалічного, майже ізотропного кремнезему ( $N_{\text{сер}} = 1,533\text{--}1,535$ ), на фоні якого розміщуються поодинокі листочки халцедону та їх агрегати, а також червоподібні згустки, округлі тільця, волокноподібні утворення халцедону, кременисті спікули губок, округлі кременисті утворення;
- чорні і вуглисто-чорні фтаніти, складені прихованокристалічною масою кремнезему, що слабо реагує на поляризоване світло, в якій анізотропні зерна, листочки і згустки халцедону відсутні або дуже рідкісні (1–10%), РОР утворює хвилясті нитко- і лінозподібні смужки, з якими зв'язані точкові скупчення піриту;
- коричневі халцедоноліти, складені (70–100%) прихованокристалічною масою кремнезему ( $N_{\text{сер}} = 1,531\text{--}1,534$ ), забарвленою в бурі і темно-бурі кольори скупченнями РОР і гідроксидів заліза;
- вапнисті силіцити ясно-сірі мікропористі опокоподібні, які здебільшого утворюють окремі смужки (1–2,5 см) в коричневих і темно-сірих силіцитах і містять дуже мало РОР, піриту, гідроксидів заліза і лусочок гідрослюди, але багато пелітоморфного кальциту, рівномірно розсіяного в породі або зустрічається у вигляді мікросмужок, витягнутих по нашаруванню, і окремих вкраплених пелітоморфних скупчень;
- скременілі вапнисті смужки по краях прошарків темно-сірих і коричневих силіцитів, складені на 40–60% пелітоморфним кальцитом, прихованокристалічним кремнеземом, містять дуже незначну кількість піриту і РОР.

Темно-сірі і чорні фтаніти переважають в кременистих горизонтах нижньоменілітової підсвіти. Коричневі халцедоноліти складають кременистий горизонт верхньоменілітової підсвіти і дуже зрідка трапляються у силіцитових верствах нижньоменілітової підсвіти. Таким чином, відносно гірше розкristалізованим є породоутворювальний кремнезем силіцитів, які містять значну кількість домішки РОР і піриту (рис. 113, 114).

Проведені геохімічні дослідження органічної домішки, розсіяної в кременистих породах [21, 100]. Вміст РОР у фтанітах менілітової світи становить 0,66–6,27%, бігумоїду  $A_{\text{хл}} - 0,10\text{--}0,22\%$ ,  $C_{\text{ст-б}} - 0,06\text{--}0,19\%$  [20]. Досліджені фтаніти містять три типи включень РОР, які відрізняються за розмірами, формою і співвідношенням з мінеральними частинками:

- рівномірно розсіяні в основній масі породоутворювальної речовини дисперсні



Нижньомелітова підсвіта, м. Борислав,  
р. Тисмениця. Шліф, 100<sup>x</sup>

**Рис. 113. Фтаніт з ниткоподібними  
включеннями POP**



Нижньомелітова підсвіта, м. Борислав,  
р. Тисмениця. Шліф, 100<sup>x</sup>

**Рис. 114. Фтаніт з включеннями POP**

частинки POP розміром менше 0,005 мм, які надають породі в шліфі ясно-коричневого забарвлення;

- водоростевий мікродетрит, представлений частинками POP розміром більше 0,005 мм чорного і червоно-коричневого кольору, видовженої, іноді неправильної форми;
- POP, яка заповнює мікротріщини породи. POP першого і другого типу є сингенетичною до вміщуючих відкладів.

POP третього типу має пізньодіагенетичне і катагенетичне походження і її наявність є важливою ознакою для діагностики нафтопродуруючих товщ.

Хімічний склад бітумоїдів  $A_{xl}$  і  $C_{sp-6}$  з розсіяної органічної речовини фтанітів вивчався нами методом ІЧ-спектроскопії (аналітики Н.І Манжар). На ІЧ-спектрах чітко виділяється складна широка і дуже інтенсивна смуга в області 2800–3000  $cm^{-1}$  з піками 2960–2970, 2930, 2860–2880  $cm^{-1}$ , зумовлена валентними коливаннями зв'язків С–Н в аліфатичних структурах. Смуги 1470–1480  $cm^{-1}$  і 1380–1390  $cm^{-1}$  пов'язані відповідно з деформаційно симетричними і асиметричними коливанням метильних груп в аліфатичних структурах. Наявність двійного екстремуму в області 720  $cm^{-1}$ , зумовленого коливаннями зв'язків в довгих парафінових ланцюгах, також підтверджує суттєво аліфатичний характер хімічного складу досліджених бітумоїдів. Коефіцієнт розгалуженості парафінових ланцюгів ( $K_1$ ) становить 0,30–0,63, відносного вмісту ароматичних структур ( $K_2$ ) – 0,07–0,1, кисневмісних структур ( $K_3$ ) – 0,07. Таким чином, в досліджених бітумоїдах переважають аліфатичні структури з низьким ступенем ароматизації. Поглинання в областях 1735–1750  $cm^{-1}$ , 1690–1720  $cm^{-1}$ , 1170  $cm^{-1}$ , властиве для зв'язків С=О, в області 970  $cm^{-1}$  – для зв'язків СООН, вказує на присутність в досліджених зразках органічної речовини жирних кислот та їх ефірів, що відповідає хімічному складу бітумоїдів сапропелевого походження. Відчутно помітне переважання інтенсивності смуги 1470–1480  $cm^{-1}$  (СН-зв'язки) над інтенсивністю смуги 1735–1750  $cm^{-1}$  (С=О-зв'язки) можна розглядати як показник присутності в досліджених пробах вторинних бітумоїдів, тобто міграційних форм розсіяних вуглеводнів.

*Вапнисті силіцити* зазвичай розвинені у верхній частині кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти. В кросненському типі розрізу олігоценових відкладів, де він фаціально переходить в карбонатно-кременистий, вони стають домінуючим літологічним типом силіцитів нижнього олігоцену.

Дуже часто по краях фтанітових пластів зустрічаються проверстки товщиною до 5–8 см ясно-сірої опокоподібної карбонатно-кременистої породи, складеної крипто-, мікрокристалічною кальцито-халцедоновою масою, у якій досить слабо спостерігаються перламутрові кольори інтерференції, властиві для карбонатних мінералів. У вмісних фтанітах зустрічаються тріщинки, виповнені мікрокристалічним кальцитом.

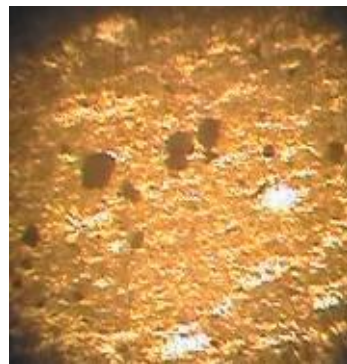
Породи нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти у відслоненні по р. Ясениця, біля с. Ясениця Замкова представлені темно-сірими фтанітоподібними вапнистими силіцитами, які до горизонтів змінюються скременілими вапняками з малопотужними (0,5–3 см) лінзочками кременів. Карбонатно-кременистий горизонт підсвіти в розрізах по р. Пістинька біля с. Шешори і с. Пістинь і по р. Черемош біля с. Тудів складений вапнистими силіцитами тонковерстуватої і плямистої текстури з проверстками плямистої до чорних масивних фтанітів і коричнювато-темно-сірих аргілітів. Текстура цих порід виражена перешаруванням ясно-сірих і темно-сірих проверстків товщиною від 0,5 мм до 1–2 см. Між пластами тонковерстуватих вапнистих силіцитів зустрічаються глибоподібні стяжіння вапнистих силіцитів лінзоподібно-плямистої текстури, яка також виражена нерівномірним забарвленням порід.

Вапнисті силіцити (рис. 115–117) складені криптокристалічною кальцито-халцедоновою масою. Мінеральна речовина темніших проверстків є майже непрозорою в поляризованому світлі. Спостерігаються лінзочки мікрокристалічного халцедону, а також мікростілоліти. В шліфах вапнистих силіцитів на контакті між прошарками або «плямами» спостерігаються «ланцюжки» з вкраплень піриту. Подібні мінеральні утворення приурочені також до контактів між опокоподібними вапнистими



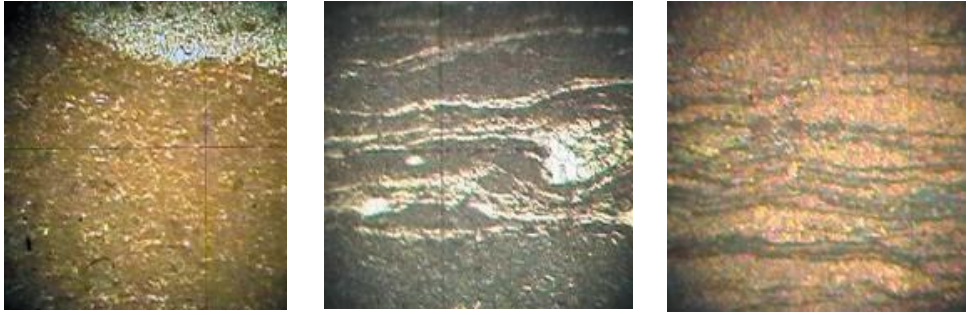
Нижньоменілітова підсвіта, р. Рибниця.  
Шліф, 100<sup>x</sup>

Рис. 115. Вапнистий силіцит з ниткоподібними включеннями POF



Нижньоменілітова підсвіта, р. Рибниця.  
Шліф, 100<sup>x</sup>

Рис. 116. Вапнистий силіцит з включенням ранньодіагенетичного піриту



Нижньоменілітова підсвіта, с. Шешори. Шліф, 100<sup>x</sup>

Рис. 117. Шаруваті мікротекстури вапнистих силіцитів

Інфрачервоні спектри вапнистих силіцитів характеризуються смугами карбонатів (1440, 880, 715  $\text{см}^{-1}$ ) і кварцу (1170 і 1100, дублет 800–780, 695, 520, 470  $\text{см}^{-1}$ ). На рентгенодифрактограмах фіксуються рефлекси кварцу (0,1533, 0,1659, 0,1665, 0,1812, 0,1967, 0,211, 0,244, 0,332, 0,420 нм) і кальциту (0,1515, 0,1591, 0,1616, 0,1861, 0,1891, 0,1905, 0,208, 0,227, 0,247, 0,282, 0,301, 0,382 нм). Стіввідношення інтенсивностей рефлексів та смуг кварцу і кальциту дозволяє наближено оцінити кількісний мінеральний склад породи. Встановлено, що тонковерстувата і лінзоподібно-плямиста текстура вапнистих силіцитів зумовлена нерівномірним розподілом в породі карбонатного і кременистого компонентів.

*Діатоміти* серед осадових утворень нижньоменілітової підсвіти поширені в північно-західній частині Скибової зони. На південно-східних околицях м. Добромиля видима товщина діатомітового пласта досягає 16 м. Нижче по розрізу діатоміти перешаровуються з бітумінозними аргілітами і фтанітами. В кременистому горизонті в низах верхньоменілітової підсвіти у відслоненнях по р. Дністер в околицях с. Спас зустрінуто проверсток діатоміту товщиною 1,5–2,5 см. Найширше в Карпатах діатоміти розповсюджені на території Польщі, де вони розвинені серед нижньоменілітових та кросненських відкладів. Діатоміти встановлені також в товщі олігоцену Словацьких Карпат.

Діатоміти – це легкі, м'які, пористі породи ясно-сірого і ясно-коричневого кольору. Об'ємна вага добромільських діатомітів становить від 0,96 до 1,42  $\text{г}/\text{см}^3$ , пористість 58–72 %. Структура діатомітів органогенно-детритова та органогенно-пелітова. Їх нерівномірн шарувата текстура зумовлена перешаруванням проверстків з різним вмістом теригенного кварцу, глинистого матеріалу і POP. Товщина окремих проверстків коливається від 0,5 до 10 мм. Прошарки діатомітів світлішого забарвлення характеризуються меншим вмістом мінеральних і органічних домішок, а також більшою пористістю.

Порода складена уламками скелетів діатомей (60–80 %), які зцементовані рентгеноаморфною опаловою речовиною з домішкою глинистого матеріалу і POP. Зустрічаються спікули губок, частково розкристалізовані до криптокристалічного халцедону, а також незначна кількість кварцу алевритової розмірності. Опал скелетів діатомей характеризується показниками заломлення 1,442–1,454,

опалспікул – 1,454, цементуюча опалова речовина – 1,471. Вміст  $\text{SiO}_2$  в діатомітах і теригенних породах, збагачених рештками діатомей, становить в середньому 70–80%, максимальне значення – 95,16%.

На рентгенодифрактограмах діатомітів в діапазоні 18–26° 2 $\theta$  (близько 0,340–0,490 нм) виділяється сильно дисперсний рефлекс («гало»), що свідчить про наявність в породі рентгеноаморфного опалу (опалу-А, згідно з класифікацією [158]). Виділяються рефлекси кварцу (0,211, 0,244, 0,332, 0,440 нм), низькотемпературного кристалобаліту (0,200, 0,211, 0,247, 0,410 нм), каолініту (0,237 нм) і гідрослюди (0,256 нм). Основні смуги інфрачервоних спектрів поглинання добромільських діатомітів широкі, дифузні і досить неясного профілю, що характерно для опалу-А. На них виділяються екстремуми в області 1240–1060, 800 і 475  $\text{cm}^{-1}$ , слабкоінтенсивна смуга  $\alpha$ -кристалобаліту 620  $\text{cm}^{-1}$ , а також смуги коливань ОН-груп 3450, 1640 і 970  $\text{cm}^{-1}$ . На ІЧ-спектрі діатоміту з підвищеним вмістом теригенного кварцу, глинистого матеріалу і РОР, крім цього появляються слабкоінтенсивні смуги 695 і 530  $\text{cm}^{-1}$ , властиві для кварцу, та 570  $\text{cm}^{-1}$  – б-тридиміту. Цікавою є наявність на ІЧ-спектрах цих зразків слабкоінтенсивних смуг 3770, 3635, 2930  $\text{cm}^{-1}$ , які властиві для кремнійорганічних сполук. Породоутворювальний кремнезем діатомітів під електронним мікроскопом характеризується пластівцеподібною і коломорфною ультрамікроструктурами. Тип реплікової поверхні лопатеподібний, губкоподібний, дрібногорбкуватий.

РОР міститься в діатомітах у вигляді дисперсних частинок розміром менше 0,005 мм. Під мікроскопом вони майже непомітні і надають основній масі кремнистої речовини жовтувато-коричневого або жовтого забарвлення. Вміст РОР в добромільських діатомітах становить 0,5–1,3 %. В діатоміті з великої глибини (св. Рожнятів–5, гл. 5211–5216 м) кількість органічної домішки досягає 26,4 %. Серед діатомітів Польських Карпат [162] описані сильно бітумінозні відміни темно-коричневого і чорного кольору. Деякі з них піддаються запалюванню. На жаль, цей дослідник не вказує числових даних про вміст ОР у згаданих відмінах діатомітів.

*Спонголіти* іноді трапляються серед порід менілітової світи у вигляді малопотужних проверстків в кременистих горизонтах, іноді серед бітумінозних сланцюватих аргілітів. Біогенний кремнезем спонголітів розкристалізований до халцедону і кварцу. Вони на 40–50 % складені халцедоновими спікулами губок, які зцементовані крипто-, мікрозернистим халцедоном і кварцом. Відмічається незначна домішка глинистого матеріалу та уламкового кварцу. Аутигенні мінерали представлені поодинокими зернами піриту і глауконіту. РОР концентрується в мікролінзочки і мікропрошарки.

В пластах пісковиків, сильно збагачених карбонатним детритом, на межі нижньо- і середньоменілітових відкладів також зустрічаються проверстки спонголітів. Це порода буровато-чорного кольору, складена на 50–70 % халцедоновими або карбонатизованими спікулами губок і збагачена карбонатним матеріалом (25–30 %). Такі спонголіти містять незначну кількість карбонатного органічного детриту, а також уламкові кварцові зерна алевритової розмірності. Цементувальна маса представлена карбонатно-глинистим матеріалом з домішкою розсіяної ОР.

Гези в кременистих горизонтах менілітової світи трапляються у вигляді малопотужних проверстків в підосшві окремих пластів скременілих пісковиків.

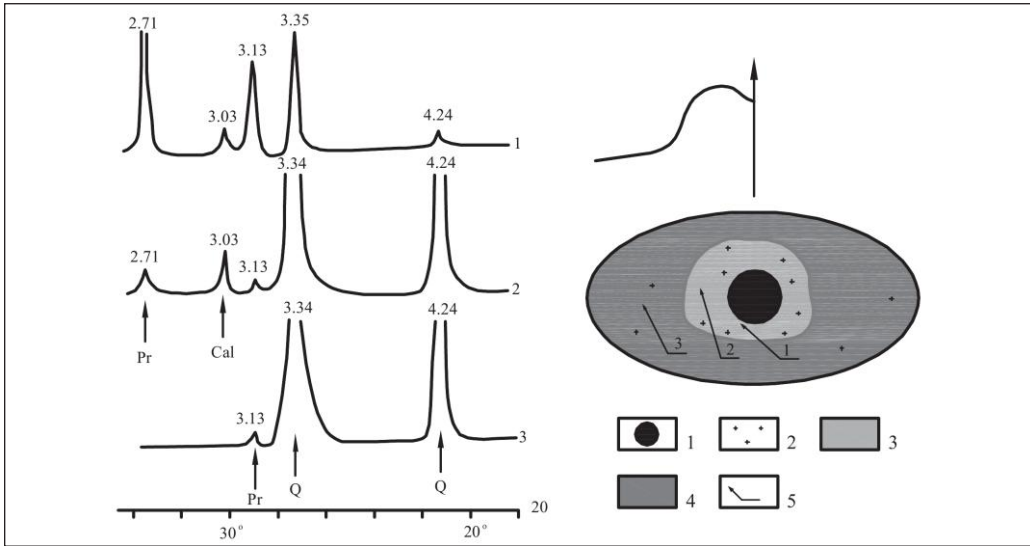
В бітумінозних відкладах широко поширені *карбонатні конкреції*, які найчастіше утворюють крупні лінзоподібні тіла, іноді стяжіння округлої форми. В їх мінеральному складі переважає залістий доломіт з домішкою кальциту, рідше сидериту. В нижньому кременистому горизонті менілітової світи поширені сидероплазитові конкреції. Мінеральний склад цих карбонатних утворень є важливим індикатором фізико-хімічних умов, які існували в осади на стадії діагенезу. Тому ці утворення привертають увагу багатьох геологів як об'єкт досліджень. Дані про мінералогію і геохімію карбонатних конкрецій менілітових відкладів Українських Карпат знаходимо в роботах М.П. Габінета, І.М. Афанасьєвої зі співавт., Ю.В. Колтуна зі співавт. І.Т. Поппом [103, 109, 110] проведено дослідження своєрідних сульфідно-карбонатно-кременистих конкрецій, розвинених в олігоценових відкладах дусинської світи.

Про переважання доломіту в складі карбонатних конкрецій свідчать результати рентгенодифрактометричних аналізів. На рентгенодифрактограмах чітко фіксуються рефлекси доломіту (0,178, 0,201, 0,218, 0,240, 0,283; 0,367 нм) і кальциту (0,227, 0,247, 0,301 нм). Менш інтенсивними є рефлекси кварцу (0,153, 0,165, 0,180, 0,197, 0,211, 0,222, 0,260, 0,332, 0,420 нм), хлориту (0,350, 0,470, 0,700, 1,380 нм) і гідрослюди (0,332, 0,440, 0,490, 0,900 нм). За даними хімічних аналізів вміст CaO в конкреціях становить 19,80–34,72 %, MgO – до 15,42 %, MnO – 0,9–6,55 %, SiO<sub>2</sub> – до 45,60 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – до 2,75 %, FeO – до 6,07 %.

Результати вивчення мінералогічних особливостей сульфідно-карбонатно-кременистих конкрецій дусинської світи вважаємо доказом існування в олігоценових осадах анаеробного відновного середовища. До речі, дуже подібні за речовинним складом мінеральні утворення трапляються в бітумінозних шипотських відкладах нижньої крейди, формування яких пов'язане з фазою «океанічних безкисневих подій» ОАЕ-1.

В досліджених діагенетичних стяжіннях із дусинської світи (рис. 118) чітко виділяється еліпсоподібне ядро розміром 1×0,7 см, яке є ранньодіагенетичною піритовою конкрецією. Зовнішня оболонка складена карбонатно-кременистою крипто-кристалічною масою темно-сірого кольору, що містить численні вклюдження піриту. Кількість їх поступово зменшується від ядра до зовнішньої оболонки.

На рентгенодифрактограмах мінеральної речовини конкрецій фіксуються рефлекси кварцу (0,145, 0,154, 0,166, 0,167, 0,182, 0,198, 0,224, 0,227, 0,246, 0,335, 0,426 нм), кальциту (0,159, 0,150, 0,144, 0,142, 0,144, 0,150, 0,159, 0,186, 0,190, 0,191, 0,208, 0,227, 0,246, 0,248, 0,303, 0,383 нм) і піриту (0,242, 0,271, 0,331 нм). Встановлено, що на межі піритового ядра і зовнішньої оболонки спостерігається підвищений вміст халцедону, кількість якого зменшується ближче до периферії стяжіння. Зональність речовинного складу конкрецій зумовлена зміною фізико-хімічних умов середовища впродовж діагенезу.



1 – ранньодіагенетичне піритове ядро конкреції; 2 – включення піриту; 3 – внутрішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом  $\text{CaCO}_3$ ; 4 – зовнішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом  $\text{SiO}_2$ ; 5 – місце відбору проби.

Рис. 118. Рентгенодифрактограми сульфідно-карбонатно-кременистої конкреції (олігоцен, дусинська світа)

#### 6.4. РАННЬОДІАГЕНЕТИЧНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ ВІДКЛАДІВ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ І ФОРМУВАННЯ НАФТОГАЗОГЕНЕРАЦІЙНОГО ПОТЕНЦІАЛУ ПОРІД

Формування первинного генераційного потенціалу порід, збагачених РОР, відбувається на стадії раннього діагенезу, в процесі бактеріальної переробки вихідної ОР в безкисневих умовах. Дослідження ранньодіагенетичних процесів у відкладах менілітової світи Карпат в плані формування їх первинного нафтогазогенераційного потенціалу було проведено Ю.В. Колтуном [69].

**Карбонатні мінерали як індикатори умов безкисневого седиментогенезу і раннього діагенезу.** Мінерали класу карбонатів широко поширені у фліші Карпат. Вони зустрічаються в розсіяному виді у всіх літологічних типах порід, а також у формі конкреційних утворень і шарів. Присутність карбонатних конкрецій характерно для розрізів більшості світ Карпатського флішу. Наявність, кількість і розміри конкреційних тіл перебувають у прямій залежності від кількості розсіяної органічної речовини в товщі порід. Як правило, конкреції залягають в глинистих шарах, причому шари аргілітів обтікають конкреційні утворення, що свідчить про формування їх на стадії діагенезу. Особливості поширення, морфології й мінеральний склад конкрецій описані в низці робіт.

Наведемо результати мінералогічного та ізотопно-геохімічного вивчення карбонатних конкрецій і шарів скременілих вапняків з відкладів менілітової світи південної частини Скибової зони Карпат (райони сіл Синевир і Ясіня)

як індикатору умов формування цих відкладів. Мінеральний склад карбонатних утворень вивчений за допомогою рентгенометричного і хімічного аналізів та із застосуванням растрового електронного мікроскопа.

Результати рентгенометричного аналізу карбонатних конкрецій (рис. 119) свідчать про перевагу в їхньому складі доломіту. У всіх зразках на дифракто-

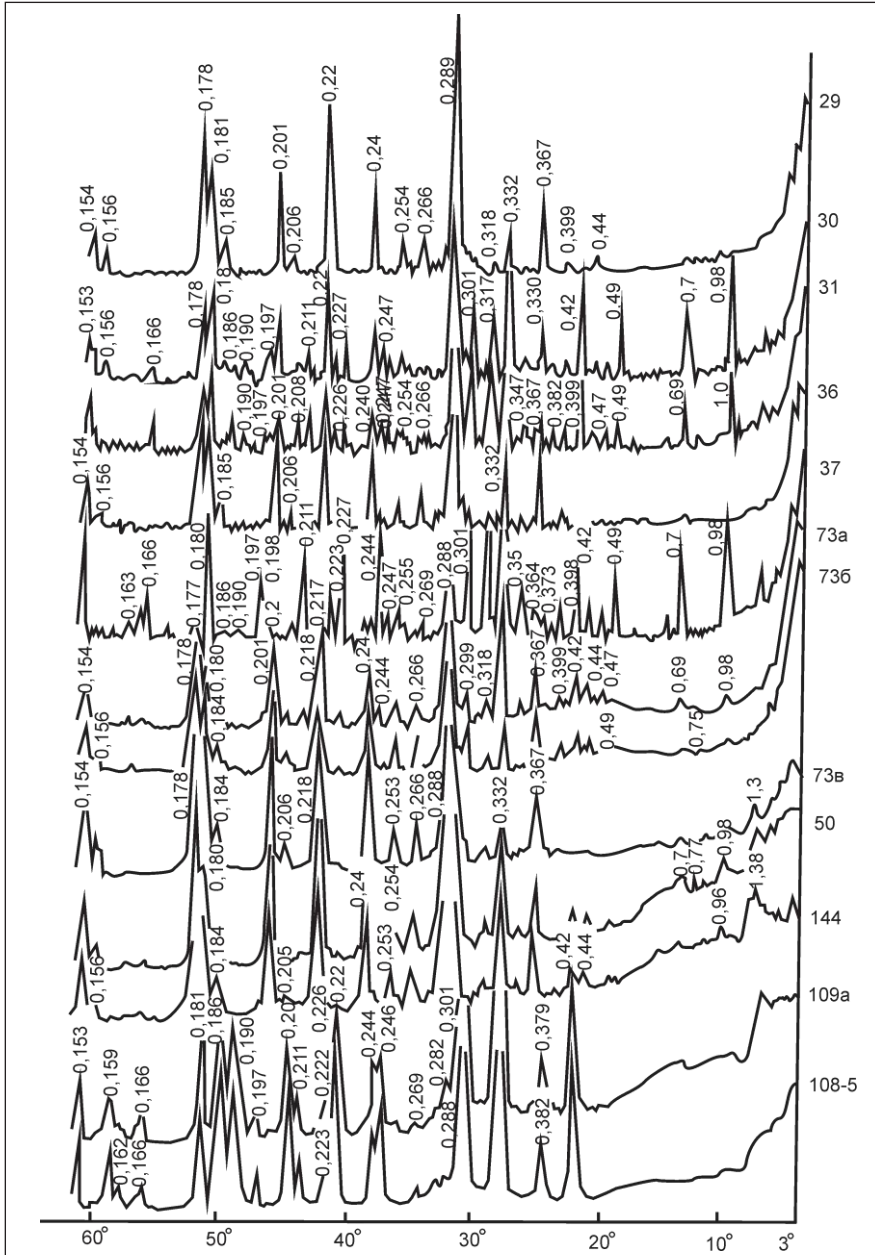


Рис. 119. Дифрактограми зразків карбонатних конкрецій (зр. 29, 30, 31, 36, 37, 73а, 73б, 73в, 50, 44) і скременіах вапняків (зр. 108-5, 109а) менілітової світи [69]



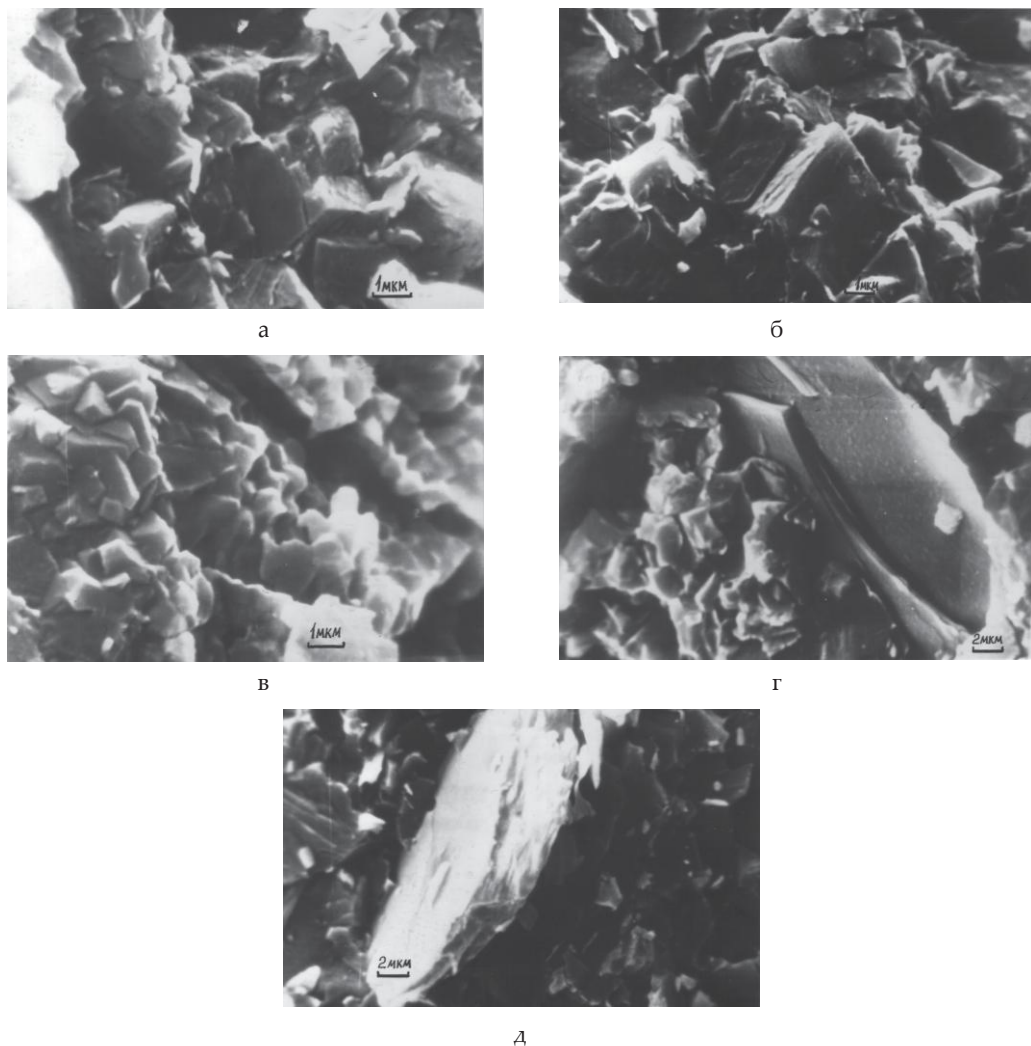
грамах чітко фіксуються характерні для цього мінералу рефлекси 0,367; 0,283; 0,240; 0,218; 0,201; 0,178 нм і т.д. Рефлекси 0,301; 0,247; 0,227 нм та інші на дифрактограмах зразків 30, 31, 37, 73а, 73б вказують на присутність у них кальциту. Крім того, на дифрактограмах зразків 30, 31, 37, 73а, 50, 144 відзначені рефлекси хлориту 138; 0,7; 0,47; 0,35 нм і гідрослюди 0,9; 0,49; 0,44; 0,332 нм. На дифрактограмах зразків 30, 31, 37 присутні рефлекси плагіоклазу 0,63 і 0,317 нм. Наявність кварцу у всіх досліджених зразках відзначено на дифрактограмах рефлексами 0,42; 0,332; 0,244; 0,260; 0,222; 0,211; 0,197; 0,180; 0,165; 0,153 нм. Результати вивчення хімічного складу конкрецій узгоджуються з даними рентгенометричного аналізу. Зокрема, відзначається переважання в їхньому складі карбонатних мінералів. Поряд із цим присутні  $\text{SiO}_2$  (4,28–16,51 %),  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (1,64–5,87 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,74–2,75 %) та інші компоненти, котрі входять до складу кварцу, глинистих мінералів, польових шпатів та інших мінералів, що перебувають у малих кількостях. Сума карбонатних мінералів змінюється в межах 45,21–89,41 % (табл. 15). Основний породоутворювальний мінерал – залізистий доломіт (36,51–80,51 %). Кількість кальциту коливається в межах 7,3–16,3 %.

Таблиця 15. Мінеральний та ізотопний склад карбонатних конкрецій і пластів менілітової світи Карпат [69]

| № зразка | Ca (Mg, Fe) $[\text{CO}_3]_2$ | $\text{CaCO}_3$ | Сума карбонатів | $\Delta^{13}\text{C}$ , ‰ | № зразка | Ca (Mg, Fe) $[\text{CO}_3]_2$ | $\text{CaCO}_3$ | Сума карбонатів | $\Delta^{13}\text{C}$ , ‰ |
|----------|-------------------------------|-----------------|-----------------|---------------------------|----------|-------------------------------|-----------------|-----------------|---------------------------|
| 29       | 75,92                         | 13,1            | 89,02           | +7,4                      | 74б      | 72,61                         | 8,3             | 80,91           | +3,6                      |
| 30       | 41,68                         | 16,3            | 57,98           | +3,2                      | 74в      | 69,39                         | 12,1            | 81,49           | +2,9                      |
| 31       | 36,51                         | 8,7             | 45,21           | -0,9                      | 50       | 70,12                         | 8,6             | 78,72           | +2,7                      |
| 63       | 60,43                         | 13,1            | 73,53           | +2,7                      | 144      | 73,21                         | 8,2             | 81,41           | +4,7                      |
| 64       | 63,12                         | 8,4             | 71,52           | +4,2                      | 109а     | 4,39                          | 51,0            | 55,39           | +1,1                      |
| 65       | 65,27                         | 12,2            | 77,47           | +3,8                      | 108-1    | 1,92                          | 53,1            | 55,02           | -0,8                      |
| 73а      | 60,17                         | 10,7            | 70,87           | +0,4                      | 108-3    | 3,72                          | 46,1            | 49,82           | -0,9                      |
| 73б      | 78,27                         | 10,9            | 89,17           | +6,2                      | 108-5    | 3,48                          | 54,5            | 57,98           | -0,6                      |
| 73в      | 80,51                         | 8,9             | 89,41           | +0,9                      | 108-6    | -                             | 63,5            | 63,46           | -0,5                      |
| 74а      | 73,07                         | 7,3             | 80,37           | +3,2                      |          |                               |                 |                 |                           |

У мікроскопічних препаратах конкреції характеризуються приховано-кристалічною структурою. Вивчення цих порід під растровим електронним мікроскопом показало, що основна маса складається із субізометричних зерен доломіту (рис. 120). На окремих ділянках спостерігаються ідіоморфні ромбодричні кристали і їхні зростки. Серед основної маси карбонату зустрічаються лейсти шаруватих силікатів.

Дані рентгенометричного й хімічного аналізів вказують на нерівномірність розподілу речовини (неоднорідність мінерального складу) у досліджуваних карбонатних конкреціях, різні частини яких різною мірою збагачені теригенним матеріалом. Наприклад, у конкреції 1 спостерігається значне розходження в співвідношенні карбонатних і некарбонатних компонентів у верхній, середній і нижній частинах. Це свідчить про участь у формуванні конкрецій і впливі на їхній склад речовини вмісних порід. Досліджені також карбонатні мінерали, що



а – кристалічно-зернисті агрегати доломіту; б – ідіоморфні кристали доломіту; в – їх зростки; г, д – включення шаруватих силікатів в доломіті. Фотографії виконані в растровому електронному мікроскопі.

Рис. 120. Ультрамiкроструктури карбонатних конкрецій [69]

входять до складу скременілих вапняків з роговикового горизонту, що залягає в підшві менілітової світи в районі с. Синевир. Ці породи мають чорний колір внаслідок збагачення  $\text{PO}_4$ . На дифрактограмах окременілих вапняків виділяються рефлекси кальциту (0,38; 0,301; 0,246; 0,226; 0,207; 1,897; 1,861 нм та ін.) і кварцу (0,42; 0,332; 0,226 нм та ін.). Відзначається також домішка доломіту (рефлекси 0,288; 0,269; 0,218 нм).

Хімічний склад цих порід досить однорідний. Основні компоненти:  $\text{SiO}_2$  (33,04–45,60 %),  $\text{CaO}$  (26,79–34,72 %) і  $\text{CO}_2$  (21,12–27,25 %). Вміст карбонатів 49,82–63,46%. Кальцит – головний породоутворювальний мінерал (46,1–

63,46 %). Більшість зразків має домішку доломіту (1,92–4,39 %). Дані хімічного аналізу свідчать про однорідність речовинного складу пластів. У зразках, взятих у вертикальному розрізі пласта, не спостерігається значних змін хімічного й мінерального складу.

Таким чином, мінеральний склад вивчених карбонатних конкрецій представлений в основному залізистим доломітом з домішкою кальциту й менших кількостей кварцу, хлориту, слюди, польових шпатів. У мінеральну складі окремених вапняків входить кальцит з невеликою домішкою доломіту, кварц, а також незначні кількості глинистих мінералів.

Дослідження ізотопного складу вуглецю карбонатів конкрецій показало значне збагачення його в більшості зразків важким ізотопом  $^{13}\text{C}$ . Значення  $\delta^{13}\text{C}$  змінюються в межах  $-0,9 - +7,4$  ‰ (рис. 121). Вони істотно відрізняються від результатів визначення ізотопного складу діагенетичних конкрецій давніх і сучасних осадових порід, що характеризуються легким ізотопним складом вуглецю, успадкованим від вихідної органічної речовини в результаті сульфат-редукції.

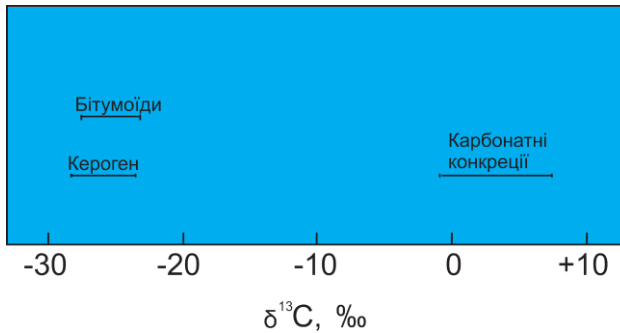


Рис. 121. Склад стабільних ізотопів вуглецю в керогені і бітумоїдах аргілітів та в карбонатних мінералах діагенетичних конкрецій менілітової світи [69]

Збагачення вуглецю діагенетичних карбонатів важким ізотопом  $^{13}\text{C}$  відмічено для морських міоценових глинистих сланців Каліфорнії й Орегону. Показано, що таке збагачення відбувається за рахунок діоксиду вуглецю, що утворюється разом з метаном при біохімічному утворенні карбонатів у результаті деструкції органічної речовини.

**Геохімічні дослідження органічної речовини.** Більшість вивчених нами конкрецій розташовані в товщі збагачених РОР порід менілітової світи [69]. Характер цих відкладів вказує на седиментацію в умовах дефіциту кисню. Для них властиві високий вміст  $\text{C}_{\text{орг}}$ , високі бітумінозність і кременистість, низька карбонатність, значна кількість піриту, тонка шаруватість, обмеженість бентосу й слідів біотурбації. Висока біопродуктивність поверхневого шару вод седиментаційного басейну, викликана кліматичними факторами, зумовлювала надходження на дно значних кількостей ОР. В результаті швидкості споживання кисню в мулових водах перевищувала швидкість його поставки, що обумовило домінування безкисневого середовища в осаді.

Анаеробний характер діагенезу не тільки сприяв ефективному захороненню ОР в осаді, але й визначив хід її подальшої деградації. Дефіцит кисню в наддонних водах різко обмежує процеси біотурбації в осадах, ускладнюючи тим самим доступ  $SO_4$  з морської води в товщу осадів. Це скорочує період проходження осадом зони сульфат-редукції й сприяє швидкому початку бактеріальної ферментації. У Карпатському седиментаційному басейні прискоренню цих процесів сприяла висока швидкість седиментації.

При бактеріальній ферментації ОР утворюваний разом з метаном  $CO_2$  збагачений ізотопом  $^{13}C$  до значення  $\delta^{13}C +15\text{--}+30\text{‰}$ . Метан, що виділяється при цьому, збагачується легким ізотопом вуглецю порівняно з ОР й мігрує в товщу вод, не беручи участі у мінералоутворенні. Розчиняючись у порових водах,  $CO_2$  бере участь в утворенні діагенетичних карбонатів з важким ізотопним складом вуглецю. Досить високі значення  $\delta^{13}C$ , отримані для карбонатних конкрецій олігоцену Карпат, свідчать про їхнє утворення на стадії бактеріальної ферментації. Конкреції 1, 2, 3, 4, розташовані в товщі збагачених РОР порід, утворилися в анаеробних умовах у результаті вищеописаних процесів. Конкреції 5 і 6 розташовані в нижніх частинах відповідно кросненської і лопянецької світ, відклади яких містять  $C_{org}$  у концентраціях, близьких до кларкових, і не мають ознак анаеробного осадонакопичення. Однак ізотопний склад вуглецю в цих конкреціях характеризується позитивними значеннями  $\delta^{13}C$ . Можливо, у їхньому утворенні брав участь  $CO_2$  з важким вуглецем, що виділився в результаті бактеріальної ферментації, залягаючи нижче менілітових відкладів.

Аргіліти, що вміщують карбонатні конкреції, містять розсіяні карбонати. Їхній ізотопний склад (табл. 16) характеризується значеннями  $\delta^{13}C$  у межах 2,5 ‰, що підтверджує їх седиментаційне походження.

Таблиця 16. Ізотопний склад органічної речовини

| Порода   | Кероген, $\delta^{13}C$ , ‰ | Бітумоїди, $\delta^{13}C$ , ‰ |          |          |
|----------|-----------------------------|-------------------------------|----------|----------|
|          |                             | Ахл                           | Асп-б    | С        |
| Аргіліт  | -26,6                       | -25,6                         | -28,0    | -27,9    |
| Аргіліт  | -25,2                       | -27,2                         | -24,2    | -25,2    |
| Пісковик | -25,6                       | не визн.                      | не визн. | не визн. |
| Аргіліт  | -25,8                       | не визн.                      | не визн. | не визн. |
| Аргіліт  | -26,3                       | не визн.                      | -25,6    | -25,0    |
| Аргіліт  | -23,7                       | не визн.                      | -25,9    | -25,8    |
| Аргіліт  | -24,7                       | -24,5                         | не визн. | не визн. |

Дані про ізотопний склад карбонатних конкрецій менілітової світи, отримані раніше, показують наявність у цих відкладах як ізотопно важких (+6 – +9 ‰), так і ізотопно легких (-27 ‰) конкрецій, що утворилися в результаті сульфат-редукції. Ізотопний склад вуглецю карбонатів скременілих вапняків з роговикового горизонту (с. Синевир) характеризується значеннями  $\delta^{13}C -0,9\text{--}+1,1\text{‰}$ . В пласті 7  $\delta^{13}C = +1,1\text{‰}$ , а в пласті аргіліту, що залягає в його покрівлі (зр. 109 б)  $\delta^{13}C = +0,3\text{‰}$ . Пласт 8 має досить однорідний ізотопний склад. В його периферичних і середніх частинах  $\delta^{13}C$  змінюється в межах -0,5 – -0,9 ‰.

Ізотопний склад вуглецю карбонатів, однорідність хімічного складу пластів скременілих вапняків свідчать про їх седиментаційне походження.

Для з'ясування умов утворення відкладів менілітової світи досить інформативними є дані з вивчення природи органічної речовини. Об'єктом вивчення ОР служили зразки бітумінозних порід, відібрані з розрізу менілітової світи по р. Чечва. Результати бітумінологічного аналізу показують, що вміст ОР в цих породах перебуває в межах 2,43–18,53 %. Кількість хлороформного бітумоїду А змінюється в інтервалі 0,02–0,44 %, спиртобензольного бітумоїду А – 0,07–0,5 %, спиртобензольного бітумоїду В – від слідів до 0,2 %. Відношення вмістів хлороформного бітумоїду до спиртобензольного коливається в межах 0,27–10,50 залежно від переваги в різних зразках того або іншого бітумоїду. Ступінь бітумінації органічної речовини становить 4,12–7,7 %.

Дослідження ізотопного складу ОР показало збагаченість її легким ізотопом вуглецю. Значення  $\delta^{13}\text{C}$  для керогену перебувають у діапазоні -23,7 – -26 ‰, для хлороформного бітумоїду – -24,5 – -27,2 ‰, для спиртобензольного бітумоїду – -24,2 – -28,0 ‰, для спиртобензольного бітумоїду – -25,0 – -27,9 ‰. Отримані дані свідчать про легкий ізотопний склад ОР й незначні розходження в ізотопному складі вуглецю керогену й бітумоїдів.

Встановлено, що при переробці сапропелевої органічної речовини анаеробними мікроорганізмами ізотопно важка білково-вуглеводна фракція швидко руйнується, викликаючи зсув ізотопного складу вуглецю в бік нижчих  $\delta^{13}\text{C}$ . При цьому відбувається полімеризація ліпідного матеріалу й збагачення осадів біомасою мікроорганізмів, що також сприяє полегшенню ізотопного складу органічної речовини (до -28 – -33 ‰).

Як зазначено вище, нагромадження осадів менілітової світи в Карпатському седиментаційному басейні та їхній діагенез відбувалися в умовах дефіциту кисню. Анаеробний тип еволюції цих відкладів обумовив збагаченість органічної речовини легким ізотопом вуглецю. Близький ізотопний склад керогену й бітумоїдів порід менілітової світи підтверджує сапропелевий тип ОР. Отримані значення ізотопного складу вуглецю керогену не виключають присутності в його складі ОР наземного походження. Це відзначено при петрографічному вивченні порід менілітової світи. Дані про ізотопний склад вуглецю ОР менілітової світи Карпат, а також характер розподілу ізотопів між керогеном і бітумоїдами збігаються зі значеннями, отриманими для інших доманикоїдних відкладів.

Таким чином, формування відкладів менілітової світи Карпат відбувалося в умовах дефіциту кисню в осадах і мулових водах. При цьому, значнішу роль у діагенетичному мінералоутворенні зіграли процеси бактеріальної переробки ОР. Вони призвели до утворення в цих відкладах конкрецій залізного доломіту, а також визначили хід деградації органічної речовини, що супроводжується збагаченням ліпідами й бактеріальною біомасою. В результаті утворилася потужна осадова товща, збагачена розсіяною органічною речовиною, здатною інтенсивно генерувати як нафтові, так і газові вуглеводні.

## 6.5. ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ НАГРОМАДЖЕННЯ ЧОРНОСЛАНЦЕВИХ ТОВЩ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ

Палеоокеанографічні дослідження дозволяють виявити умови збагачення осадових органічною речовиною, їх поширення у просторі і часі, локалізацію і взаємовідношення із іншими фаціальними зонами, а у випадку дослідження можливості утворення сланцевої нафти – визначити перспективні зони для її пошуків. Біогенна седиментація органічної речовини відбувається у тісному взаємозв'язку із процесами теригенної седиментації та глобальними палеоокеанологічними процесами, які, зокрема, контролювали безкисневі події в седиментаційному басейні, де утворювалися чорносланцеві товщі.

Карпатський седиментаційний басейн протягом фанерозою являв собою сегмент північної континентальної окраїни океану Тетіс [116, 117]. Седиментаційний літопис цього басейну фіксує свідчення різноманітних океанологічних, тектонічних, фізико-географічних, біогеохімічних та інших подій, що впливали на еволюцію регіону. Це, зокрема, дозволяє прослідкувати у просторі й часі розвиток безкисневих подій, які зумовили нагромадження потужних товщ, збагачених розсіяною органічною речовиною, багато з яких відіграли вирішальну роль у формуванні нафтогазових систем у регіоні, основною з яких є чорносланцева товща менілітової світи Карпат [137].

Нагромадження осадових крейда-палеогенового флішу Карпат було результатом взаємодії сукупності факторів глобального, регіонального і локального масштабів. Тому при спробі відтворити умови їх седиментації необхідно проаналізувати складне поєднання тектонічних, океанологічних, кліматичних, біогеохімічних та інших подій, що впливали на еволюцію досліджуваного регіону.

Карпатський седиментаційний басейн був частиною субширотного океану Тетіс, який розділяв у мезозої та ранньому кайнозої Євразійський та Африканський континенти й закрився в пізньому кайнозої. Флішовий басейн Карпат входив до системи тилових басейнів північної окраїни Тетісу. Питання тектонічної позиції області нагромадження зовнішньокарпатського флішу має принципове значення тому, що для різних типів континентальних окраїн характерні різні умови седиментації, які контролюють кількість, склад, умови залягання відкладів, а також тепловий режим, що визначає характер їх постседиментаційних перетворень.

Флішові товщі, зокрема карпатські, являють собою відклади гравітаційних потоків. Останні характерні для різних типів континентальних окраїн і відповідно можуть нагромаджуватись як на другому (в підніжжі континентального схилу), так і на третьому (глибоководні жолоби) глобальних рівнях седиментації. На активних окраїнах лавинна седиментація ефемерна: відбувається перехід значної частини осадових відкладів в глибини кори, і потужні осадові тіла не зберігаються. Іншу будову мають товщі в підніжжі континентального схилу пасивних окраїн, що відповідають другому глобальному рівню лавинної седиментації. Саме тут в геологічному минулому концентрувалося понад 70 % осадових відкладів Землі [84]. Таким районам у сучасному Світовому океані притаманне утворення осадових тіл товщиною 8–10 км, що облямовують пасивні окраїни континентів.

Вся історія існування седиментаційного басейну Карпат характеризується нагромадженням відкладів головним чином флішової формації. За проміжок часу від ранньої крейди до раннього міоцену тут накопичувалася теригенна товща порід товщиною до 8 км, представлена, як правило, ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Осади всієї цієї товщі нагромаджувалися безперервно. У відслоненнях карпатського флішу можна спостерігати розрізи із згідним заляганням порід протягом всього названого вікового діапазону. Значні потужності і безперервне накопичення флішової формації Зовнішніх Карпат, а також мінімальний внесок вулканічної седиментації свідчать про те, що нагромадження цієї товщі проходило на пасивній континентальній окраїні Карпатського седиментаційного басейну [66], тобто вздовж північної його частини. Адже саме для пасивних окраїн континентів характерні численні риси, які ми спостерігаємо в розрізі карпатського флішу.

Уламкові породи карпатського флішу, що складаються переважно із зерен кварцу, а також містять уламки польових шпатів і метаморфічних порід, відповідають так званим зрілим турбідитам з континентальним джерелом матеріалу. Вони накопичуються поблизу підніжжя окраїн континентів або у внутрішніх й окраїнних морях.

Одним із критеріїв, що дозволяють визначити тип континентальної окраїни, є мінеральний склад пісків. Дослідження відкладів сучасного Світового океану показують значні відмінності співвідношень основних складових частин пісків, що нагромаджувалися в різних тектонічних обстановках. В цілому виявлені такі закономірності. Для пасивних континентальних окраїн характерні піски з високим вмістом кварцу, а для активних острівнодужних – з низьким вмістом кварцу або без нього, але з великою кількістю уламків андезитів, ріолітів і середніх польових шпатів. Досить показові співвідношення кварцу, польового шпату та уламків порід. Дослідження складу пісків континентальних окраїн різних типів дозволяє прослідкувати закономірні зміни взаємовідношення компонентів від пасивних окраїн кратонів до підніжжя океанічних острівних дуг. Спостерігаються чіткі відміни в складі пісків активних і пасивних окраїн.

Склад і співвідношення мінеральних компонентів уламкової частини пісковиків карпатського крейда-палеогенового флішу вивчені достатньо детально. У кластичній частині крейда-палеогенових пісковиків кварц переважно становить 80–98 %. Це дає можливість стверджувати, що склад пісковиків флішової формації Карпат характерний для пасивних континентальних окраїн, причому здебільшого відповідає виключно платформному джерелу матеріалу [66, 190]. Накопичувалася потужна осадова товща континентального підніжжя, де, на відміну від активних континентальних окраїн, переважало тектонічне прогинання під навантаженням осадових товщ.

Еволюція континентальної окраїни проходила на фоні її «старіння» під впливом прогинання, осадонагромадження, клімату й океанічної циркуляції, що й визначило фаціальну різноманітність флішової формації Карпат. Якщо в ранньокрейдовий час на цій окраїні був розвинений лише малопотужний осадовий клин, то до олігоценового (менілітового) часу досліджуваний регіон являв собою так звану зрілу окраїну [66, 190]. Окраїни такого типу в сучасному

Світовому океані характеризуються потужним (до 10 км), висунутим в океан осадовим тілом, наприклад, атлантична окраїна Північної Америки або північний захід Африки.

Уявлення про накопичення флішових осадів Карпат на північній пасивній континентальній окраїні Тетісу дозволяє зрозуміти й оцінити масштаби впливу на осадонагромадження палеоокеанологічних подій і спробувати знайти пояснення окремим змінам у часі взаємовідношень теригенної та біогенної седиментації. Одним з найважливіших факторів, що визначали режим осадонагромадження в геологічній історії були евстатичні коливання рівня Світового океану. Регресії і трансгресії обумовили просторовий розподіл теригенного матеріалу і частково контролювали положення областей лавинної седиментації. Вчення про лавинну седиментацію [84] є важливим для дослідження карпатського флішу, оскільки відклади різного роду гравітаційних потоків розглядаються як утворення гли- боководних конусів виносу (фенів). Зокрема, флішові товщі Карпат, на думку авторів даної праці, мають таку саму природу.

Згідно з класифікацією морських осадів, відклади різного роду гравітаційних потоків, таких, як підводні зсуви, обвали, селі, пастоподібні потоки, різні турбідити та ін., є відкладами другого глобального рівня лавинної седиментації, розміщеного в підніжжі континентального схилу. Товща карпатського флішу, зокрема, відклади менілітової світи, є викопним аналогом цих утворень. У розподілі осадового матеріалу в басейні діяв такий механізм [190]. При підвищенні рівня моря проходило накопичення осадового матеріалу на першому рівні лавинної седиментації, тобто на шельфі (рис. 122, 123). При зниженні рівня моря відбувався скид матеріалу з шельфу до підніжжя континентального схилу, тобто на другий рівень лавинної седиментації шляхом широкого розвитку гравітитів.

Основною рисою лавинної седиментації є висока швидкість осадонакопичення (більше 100 мм/тис. р.). Особливостями седиментації другого рівня є те, що короткі періоди дуже високої швидкості осадонакопичення під час дії гравітаційних потоків змінюються періодами повільного нагромадження пелагічних осадів або навіть припиненням седиментації та її розмивом, тому для таких відкладів характерна циклічність осадових товщ, прикладом чого є карпатський фліш. При високому стоянні океану, коли в області лавинної седиментації першого рівня йде інтенсивне накопичення осадів, на другому рівні в умовах дефіциту теригенного матеріалу в 6–9 разів збільшується роль біогенних осадів.

Скид матеріалу з шельфу до підніжжя континентального схилу проходить після нагромадження критичного об'єму осадів на першому рівні лавинної седиментації. Спусковим механізмом у цьому процесі служать глобальні зниження рівня океану. В результаті основні етапи інтенсифікації гравітаційних потоків синхронні для більшості конусів виносу у всьому Світовому океані. На сучасному етапі при високому стоянні рівня океану відбувається заповнення першого рівня лавинної седиментації відкладами, які при регресії будуть скинуті на другий рівень у вигляді гравітаційних потоків. Послідовність змін рівня океану в геологічній історії визначає періоди відкладання осадів на шельфі



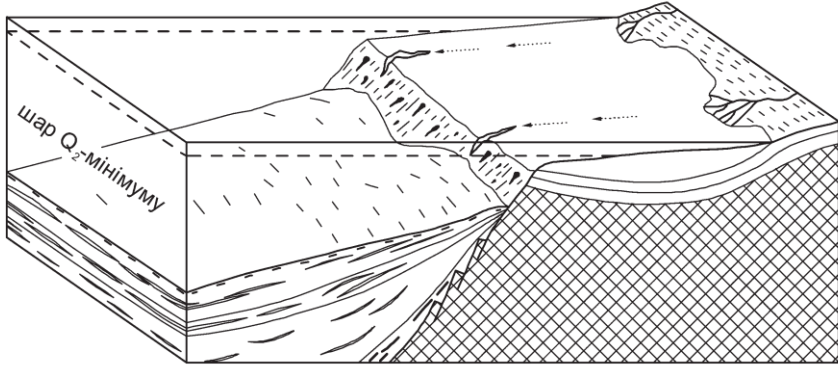
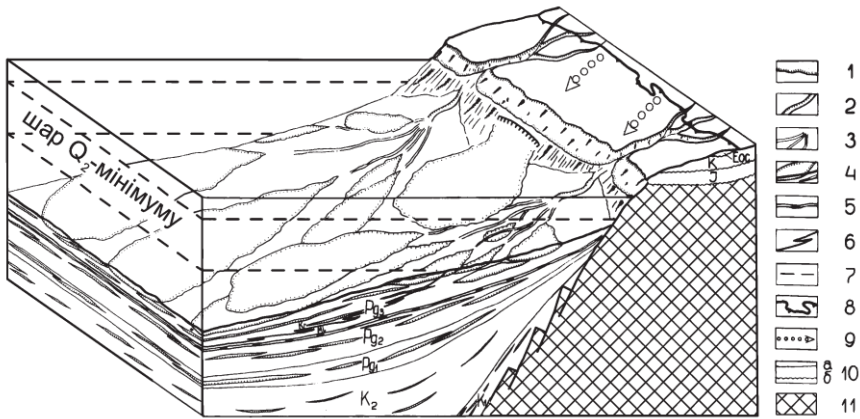


Рис. 122. Схема теригенної седиментації на Карпатській континентальній окраїні в періоди високого рівня океану (межа соцену і олігоцену) [66, 118]



1 – берегова лінія; 2 – головний транспортуючий канал; 3 – осадкорозподільні канали; 4 – лопаті турбідитів та відклади інших гравітаційних потоків; 5 – «роговиковий» (халцедоноліти) горизонт в основі олігоценових відкладів; 6 – межа менілітової і кросненської фацій олігоценових відкладів; 7 – межа шару кисневого мінімуму; 8 – сучасна лінія насуву Карпат; 9 – транзит теригенного матеріалу; 10 – межа стратиграфічних підрозділів: а – згідні, б – незгідні; 11 – комплекси порід докрейдового періоду.

Рис. 123. Схема теригенної седиментації на Карпатській континентальній окраїні в періоди знижень рівня океану (олігоцен) [66, 118]

і в підніжжі континентального схилу. Отже, коливання рівня океану були головним фактором, що контролював ріст глибоководних конусів виносу протягом фанерозою.

Палеогеновий період характеризувався особливо контрастними змінами рівня Світового океану, що не могло не вплинути на розвиток північної окраїни басейну Паратетису і на формування карпатського флішу. Пониження рівня моря призводило до зменшення шельфів, а найбільші з них – до повного осушення шельфів, денудації на першому рівні лавинної седиментації та інтенсифікації гравітаційних потоків на континентальному підніжжі [66, 190].

У Карпатському седиментаційному басейні взаємовідношення регресій і трансгресій були функцією складного поєднання глобальних і локальних змін рівня моря. Однак при безперечній ролі локальних коливань у товщі карпатського флішу все ж намічається кореляція з глобальними циклами. Розвиток в основному піскуватих розрізів зіставляється з пониженнями рівня моря: верхній апт – нижній альб (верхньошипотська підсвіта), палеоцен (ямненська підсвіта), середній еоцен (вигодська світа), олігоцен (клівські пісковики менілітової світи). Переважний розвиток глинистих і біогенних товщ характерний для розрізів, які відповідають високому рівню моря: верхня крейда (стрийська світа) і нижній олігоцен («роговиковий» горизонт).

У періоди найзначніших регресій, коли шельфи представляли собою сушу, а гирла рік знаходилися на континентальному схилі, масштабна денудація захоплювала не лише пухкі платформні осади колишнього шельфу, але й консolidовані давні породи, які, руйнуючись, переміщалися у формі гравітаційних потоків на другий рівень лавинної седиментації. Залежно від характеру вертикальних рухів у різних тектонічних блоках були розвинені різні розрізи. Так, у платформних блоках північно-західної частини Зовнішньої зони Передкарпатського прогину були розмиті породи майже до рифею, а в деяких місцях на південному сході прогину залишилися нерозмитими еоценові пісковики. Різні за віком і складом породи підлягали розмиву від рифею до нижнього олігоцену, що в поєднанні з особливостями динаміки дії гравітаційних потоків визначило відміни мінерального складу пісковиків різних структурно-фаціальних зон Карпат, а значні об'єми змитих з шельфу відкладів обумовили великі потужності флішу і збільшення швидкості седиментації. Оскільки час побудови конусів виносу залежить від віку материкового схилу, розвиток їх на континентальній окраїні карпатського басейну проходив протягом понад 100 млн р. Таким чином, їх вік до кінця олігоцену відповідав віку найдавніших конусів виносу в сучасному Світовому океані. Тому, враховуючи суттєві коливання рівня океану цього проміжку геологічної історії, зокрема величезну регресію в олігоцені, а також великі площі збору матеріалу, можна припустити значні розміри карпатських конусів виносу, їх великі потужності, зафіксовані в багатокілометровій товщі крейдо-палеогенового флішу.

Враховуючи перелічені вище фактори, можна зробити висновок, що верхня частина конуса виносу знаходилася в верхній частині континентального схилу, а, можливо, й повністю перекривала його, як це спостерігається в найдавніших і найбільших конусах виносу сучасних рік. Найімовірніша така будова карпатських конусів виносу після величезних олігоценових регресій, коли збільшилося надходження теригенного матеріалу на другий рівень лавинної седиментації, що також вказує на порівняно неглибоке батиметричне положення їх верхніх частин.

Як показують дані вивчення карпатського флішу суміжних регіонів, у межах Більче-Волицької зони спостерігаються дві древні ерозійні долини (Ходорівська і Коломийська), котрі відповідають, можливо, палеоруслан рік, що знаходять своє продовження в піщаних фаціях крейдо-палеогенового флішу. Це свідчить про те, що континентальне підніжжя досліджуваної частини північної окраїни

карпатського басейну містило принаймні два глибоководних конуси виносу. Значні розміри карпатських конусів виносу (згідно з шириною складчастого поясу) набагато перевищували 100 км, що привело до накладання їх один на один, а розвиток зсувів, характерних для пасивних континентальних окраїн, викликав утворення безперервного поясу осадов вздовж континентальної окраїни, які в процесі колізії континентальних блоків у міоцені були зім'яті й насунуті на край Східно-Європейської платформи.

Таким чином, дія основних палеоокеанографічних факторів, зокрема евстатичних змін рівня океану, спричинила утворення потужної теригенної товщі у підніжжі континентального схилу північної пасивної окраїни карпатського басейну. Вона характеризується наявністю не тільки флішових ритмів, але й потужних товщ пісковиків, що мають регіональне поширення в межах флішового поясу і характерні для різних структурно-фаціальних зон. Ці товщі приурочені до певних вікових інтервалів, що відповідають найзначнішим зниженням рівня Світового океану і є результатом різкої активізації дії гравітаційних потоків. Вони є основними породами-колекторами і вміщують переважну більшість покладів нафти і газу в межах Карпатської нафтогазоносною провінції.

У той час, як коливання рівня моря відігравали вирішальну роль у визначенні масштабів і локалізації теригенних утворень та їх літологічного складу, кліматичні умови контролювали особливості біогенної седиментації в Карпатському флішовому басейні. Особливе значення вони мали для відкладення таких важливих компонентів, як органічна речовина та аморфний кремнезем.

В історії крейда-палеогенового розвитку Карпатського седиментаційного басейну мали місце дві безкисневі події [66, 190]. Перша з них, барем-альбська, призвела до нагромадження збагачених РОР порід шипотської і спаської світ, друга, олігоценова – до утворення відкладів менілітової світи.

Олігоценова «безкиснева подія» не мала глобального характеру, проте нагромадження відкладів, збагачених РОР в межах північної континентальної окраїни океану Тетис в олігоцені і ранньому міоцені відбувалося на значній території [171] (рис. 124). Отже можна говорити про достатньо масштабну «безкисневу подію», що призвела до утворення потужних чорносланцевих товщ на великих територіях. Оскільки мова йде про нафтогазоносну територію, яка охоплює декілька відомих нафтогазоносних провінцій, вивчення цієї «безкисневої події» набуває особливо важливого значення.

Як відомо, на межі еоцену відбулася суттєва зміна клімату і характеру океанічної циркуляції. В олігоценовий час у Світовому океані встановився оліготаксний стан [61], що був викликаний підвищенням альbedo земної поверхні і характеризувався різкими градієнтами параметрів середовища між екватором і полюсами та по вертикалі водної товщі, що призвело до посилення циркуляції та аерації океанічних вод. Ці події знайшли своє відображення в глобальному седиментаційному літописі і, зокрема, вплинули на умови седиментації в Карпатському басейні. Вони відбилися у своєрідному розподілі і просторовому співвідношенні фацій у межах олігоценового флішу.

Одним з основних факторів, що сприяють ефективному захороненню ОР в осадах, є дефіцит кисню в мулових і придонних водах [155, 170]. Анаеробне



Рис. 124. Карта поширення олігоценівих осадів, збагачених POP [171]

осадонагромадження не тільки призводить до кількісного збагачення осадів органічною масою, але й визначає хід деградації вихідної ОР. Анаеробне окиснення сприяє захороненню відновленого органічного залишку, збагаченого ліпідами і бактеріальною біомасою [23–25], що є вирішальним фактором в утворенні потенційно нафтоматеринських пластів.

Таким чином, за наявності дефіциту кисню в субаквальних умовах складаються сприятливі умови для накопичення осадів, здатних у ході своєї подальшої постседиментаційної еволюції генерувати вуглеводні [66, 190]. Тому ідентифікація давніх безкисневих подій у стратиграфічному літописі осадових товщ дозволяє розширити уявлення про походження та просторово-часове поширення порід, перспективних для пошуків сланцевої нафти.

Чорносланцеві утворення олігоцену Карпат мають всі ознаки відкладання осадів в анаеробних умовах: підвищений вміст POP, висока бітумінозність порід, обмеженість бентосу і слідів біотурбації, тонка шаруватість, наявність залишків риб, захоронених у чорних аргілітах. Дефіцит кисню сприяв також захороненню в осаді значних кількостей біогенного кремнезему. В той час високий вміст органічної речовини в осаді приводив до високої концентрації  $\text{CO}_2$  в інтерстиційних водах і розчинення карбонатів, що були в осаді. Цей процес викликав утворення діагенетичних карбонатних конкрецій [69].

Фаціальна різноманітність олігоценівих відкладів Карпат вказує на неоднорідність умов їх формування. На відміну від менілітових утворень літологічний склад кросненських аргілітів не виявляє ознак анаеробного середовища. Невисокий вміст органічної речовини і висока карбонатність свідчать про аерацію придонних вод і верхнього шару осаду.

Таким чином, межа між менілітовою та кросненською фаціями в Карпатському седиментаційному басейні являла собою межу між зоною дефіциту кисню в придонних водах та зоною нормальної аерації. Тому аналіз причин, які створили зону кисневого мінімуму, може допомогти зрозуміти природу

межі між двома фаціальними зонами, не вдаючись при цьому до припущення можливості існування тектонічного бар'єру між цими двома олігоценовими фаціями. Рис. 125 демонструє гіпотетичну модель нагромадження збагачених ОР осадів менілітової світи та фаціальний перехід до порівняно збіднених ОР осадів кросненської світи.

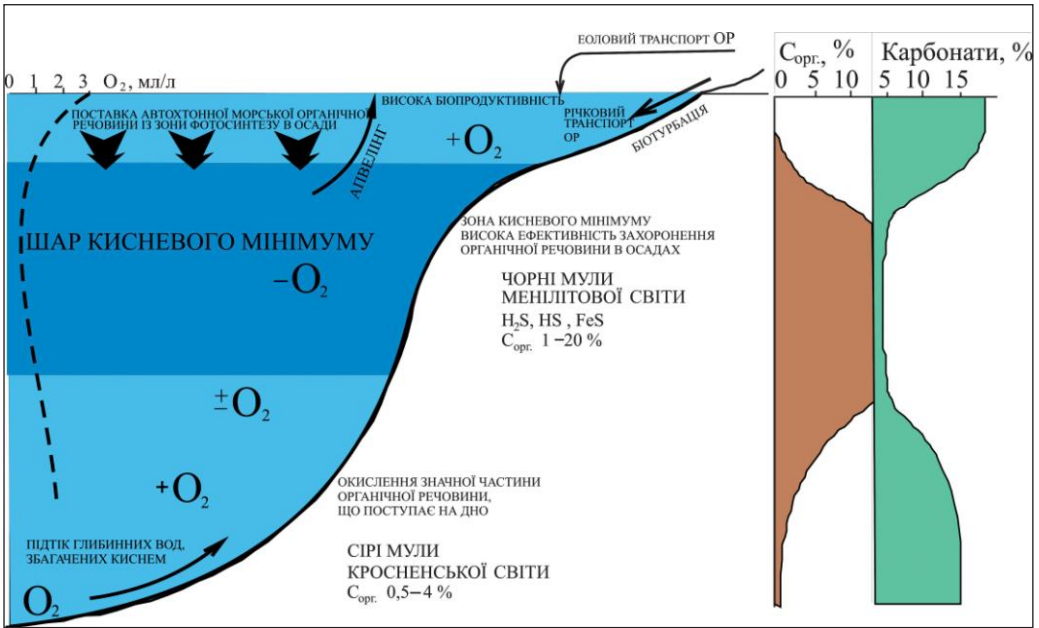


Рис. 125. Схема нагромадження органічної речовини в осадах Карпатського басейну в період регіональної олігоценової безкисневої події [118]

Як відомо, анаеробний режим в субаквальних умовах виникає у випадку, коли споживання кисню переважає над його надходженням. Споживання кисню залежить від біопродуктивності у фотичному шарі і надходження органічної речовини в товщу води. У свою чергу, надходження кисню керується системою циркуляції вод і регулюється кліматичними факторами, а також зумовлене географічним положенням.

Серед морських обстановок, при яких виникають умови для утворення анаеробного середовища в осаді та нагромадження органічної речовини, розрізняють басейни з застійними безкисневими глибинними водами (наприклад, Чорне море) і зони кисневого мінімуму під високопродуктивними водами в районі дії апвелінгу (наприклад, Каліфорнійська затока) [155].

У першому випадку характерне збагачення анаеробними осадами центральних частин улоговин. Саме такий механізм міг привести до утворення чорносланцевих товщ середньої крейди карпатського басейну. У другому випадку осади, збагачені органічною речовиною, локалізуються в периферійних середньоглибинних частинах континентальних окраїн.

Породи менілітової світи олігоцену, збагачені ОР, поширені переважно в зовнішніх структурних зонах Карпат і, ймовірно, відповідає більш периферійним частинам седиментаційного басейну. Це свідчить про дію другого з вищеназваних механізму анаеробного осадоагромадження.

Дія апвелінгу в результаті надходження до поверхні багатих на поживні речовини вод з межі термокліну викликає різке підвищення біопродуктивності, що знаходить своє відображення в масовій продукції фекальних пелетів [155]. У цьому вигляді органічна речовина опускається із швидкістю 1700 м за добу, що дає їй можливість з мінімальними втратами досягти дна і захоронюватися в осаду. Низька концентрація кисню перешкоджає активному окисненню органічної речовини на дні. Можливо, саме такий механізм сприяв її накопиченню в карпатському олігоценовому басейні [66, 190].

Вміст кисню у водному середовищі регулюється надходженням ОР. В евфотичній зоні він витрачається на дихання організмів, однак відновлюється на контакті з атмосферою і при фотосинтезі. Вміст кисню в цій зоні залишається високим також за рахунок активного перемішування. Нижче термокліну кисень витрачається на окиснення детриту і дихання зоопланктону і нектону. Утворюється шар кисневого мінімуму. Глибше кількість зоопланктону і нектону знижується і вміст кисню збільшується. Шар кисневого мінімуму при перетині з континентальною країною підтримує анаеробне середовище в осадах і створює умови для фосилізації великих кількостей ОР. Подібні шари існують в сучасному Світовому океані на континентальних країнах Перу, Чилі, Каліфорнії, південно-західної Африки. Вони пов'язані з зонами високої біопродуктивності, а їх форма і розміри контролюються системою стратифікації і циркуляції водних мас. Низький рівень вмісту кисню у воді в межах шару кисневого мінімуму підтримується витратою на окиснення ОР не лише в товщі води і на межі осадоку–вода, але й у верхніх кількох метрах осаду. Нижче шару кисневого мінімуму відкладаються більш окиснені осади. Наприклад, океанографічний сигнал апвелінгу (збагаченість осадів органічною речовиною, біогенним кремнеземом та ін.) не зберігається в осадах Каліфорнійської затоки нижче шару кисневого мінімуму, де панує дисаеробне (помірний вміст  $O_2$ ) середовище. Тут проходять значні втрати ОР на стадії діагенезу.

Щодо глибини існування шару кисневого мінімуму, то вона може бути різною і змінюватися в часі. У зонах сучасних апвелінгів такі шари займають середньоглибинні води, як правило, в інтервалі 500–1500 м [170]. При пониженні рівня океану його глибини суттєво збільшувалися. Під час зледеніння 10–11 млн р. тому зона кисневого мінімуму в океані існувала на глибинах 2500–3000 м. У період глобального опускання рівня океану 30 млн р. тому шар кисневого мінімуму, зокрема в карпатському басейні, міг досягати також достатньо значних глибин і контролювати накопичення ОР в межах батіальної зони. За даними вивчення іхтіофауни [157], товщина верхнього, збагаченого киснем, шару води в карпатському олігоценовому басейні досягала, як мінімум, 500 м.

Інтенсивність дії апвелінгу в епохи льодовиків різко збільшувалася [61], а потепління клімату і підвищення рівня океану приводили до послаблення дії

апвелінгу і погіршення умов для накопичення в осадах ОР. Висока продуктивність фітопланктону в карпатському басейні була лише причиною виникнення шару кисневого мінімуму. Його інтенсивність, положення в товщі води, розміщення зони, в якій відкладалися осади, збагачені ОР, контролювалися системою глибинної циркуляції, що забезпечувала надходження кисню в водну колону. В умовах карпатського олігоценного басейну такий механізм є прийнятним, оскільки в період високого стояння рівня моря протягом раннього олігоцену там існували великі шельфи, на яких в умовах теплого клімату, а особливо після ранньоолігоценного посилення атмосферної циркуляції і дії апвелінгу могла активно розвиватися біопродуктивність, а осади – збагачуватися ОР морського походження. В періоди зниження рівня моря ця органічна речовина разом з теригенною частиною осадів переносилася на другий глобальний рівень лавинної седиментації. На користь участі гравітаційних потоків в накопиченні ОР менілітової світи свідчить факт широкої участі в цих породах залишків вищої наземної рослинності у вигляді детриту і включень вугілля. З іншого боку, залишки наземної рослинності в умовах низького стояння рівня моря та осушення шельфу і верхньої частини континентального схилу могли поставлятися в межі глибоководних конусів виносу безпосередньо ріками.

Кластичні породи (гравеліти, пісковики, алевроліти) в Карпатському фліші являють собою відклади гравітаційних потоків, представлені пластами як з градаційною шаруватістю, так і без неї. Вивчення порід менілітової світи, збагачених РОР, дозволяє розрізнити серед них декілька різновидів, які, очевидно, відображають різні обстановки осадоагромадження в умовах безкисневих подій. В поширених в менілітовій світі нешаруватих алевролітах і пісковиках, збагачених ОР, остання, ймовірно, перевідкладена разом з кластичною частиною з першого рівня лавинної седиментації в мілководноморських умовах. ОР, змішана з глинистим матеріалом, рівномірно заповнює в цих породах проміжки між кластичними зернами. Серед порід менілітової світи, збагачених розсіяною ОР, виділяються також аргіліти, основна глиниста маса яких рівномірно збагачена ОР. Ці породи, можливо, є елементом Е турбідитного циклу Боума, і ОР в них, як і в попередньому випадку, є перевідкладеною, первинно мілководного походження. Однак такі породи можуть являти собою також результат звичайної седиментації в умовах активної біотурбації.

Характерним елементом флішових ритмів є аргіліти з мікроскопічно тонкою шаруватістю, утвореною ритмічним чергуванням прошарків, різною мірою збагачених ОР. Така структура порід вказує на те, що вони не були відкладами гравітаційних потоків, а є результатом звичайної седиментації «частинка за частинкою». Ці прошарки утворилися в результаті сезонної інтенсифікації біопродуктивності фітопланктону [45]. Ця шаруватість свідчить також про існування анаеробних умов у надонних і мулових водах басейну. Вона могла залишитися лише за відсутності процесів біотурбації [61], які припиняються

## 6.6. ВМІСТ ОРГАНІЧНОГО ВУГЛЕЦЮ В РОЗРІЗІ МЕНІЛІТОВОЇ СВІТИ ЯК ІНДИКАТОР МОЖЛИВОСТІ ГЕНЕРАЦІЇ ВУГЛЕВОДНІВ

Як відомо, основним показником для оцінки можливості генерації вуглеводнів, зокрема, сланцевого газу в осадовій товщі є вміст  $C_{\text{орг}}$  в породах. Аналіз його розподілу в розрізі менілітової світи та по площі її поширення проведений Ю.В. Колтуном [65].

Розріз флішу Карпат завершують олігоцені відклади, представлені утвореннями менілітової світи. Вони складені ритмічним чергуванням чорних бітумінозних аргілітів, пісковиків та алевролітів. Типовими їх парагенами є халцедоноліти, що залягають у покрівлі й підосвії нижньо- і верхньоменілітової підсвіті, складаючи характерні корелюючі горизонти олігоцену Карпат.

Вивчення літології й особливостей просторового поширення відкладів менілітової світи в різних структурних одиницях Карпатського басейну становить великий інтерес, оскільки з цими осадовими утвореннями пов'язані понад 70 % родовищ нафти Карпатської нафтогазоносною області. Особливе значення мають відклади нижньоменілітової підсвіті. Вони розповсюджені на всій території Внутрішньої зони Передкарпатського прогину й вміщують значну кількість РОР. Дослідженню окремих літолого-фаціальних і геохімічних особливостей цих відкладів присвячений цей розділ.

У бітумінозних аргілітах нижньоменілітової підсвіті вміст  $C_{\text{орг}}$  коливається від десятків часток до понад 20 %, становлячи в середньому 4–6 %. Підвищені вмісти РОР в породах свідчать про те, що седиментаційний басейн у ранньому олігоцені відрізнявся високою продуктивністю, спричиненою широким розвитком планктонних мікроорганізмів, зокрема фітопланктону. Нагромадження на дні флішевого басейну величезних мас планктонного тафоценозу, його діагенетична переробка обумовили відновне середовище в осаді, що відповідно визначило напрямок розвитку процесів аутигенного мінералоутворення. Тому вивчення комплексу аутигенних мінералів у породі дає можливість відтворити деякі процеси, що відбувалися в осаді на стадії діагенезу.

Достовірними індикаторами фізико-хімічної обстановки в осаді є аутигенні мінерали стадії діагенезу, що містять хімічні елементи зі змінною валентністю. Зміна окислювально-відновного потенціалу в осаді приводить до зміни співвідношення різних валентних форм таких елементів і утворенню відповідних мінеральних форм. Найбільш надійними індикаторами РН-середовища осадо-накопичення служать аутигенні мінерали заліза, такі як пірит, сидерит, анкерит, лептохлорити, глауконіт, оксиди й гідроксиди заліза, що широко розповсюджені у відкладах нижньоменілітової підсвіті.

Згідно з даними мінералогічних досліджень аргілітів менілітової світи, у складі важкої фракції переважає аутигенний пірит, поряд з яким поширені також лептохлорити. Глауконіт досить розвинений у пісковиках і практично не зустрічається в аргілітах. Сидерит присутній у вигляді лінзовидних утворень, приурочених до силіцитових горизонтів менілітової світи. Оксиди й гідроксиди заліза поширені в аргілітах менілітової світи в місцях виходу їх на денну по-



верхню. Вони приурочені до тріщинок і площин нашарування у вигляді бурих нальотів і є продуктами вивітрювання аргілітів. Діагенетичні оксиди й гідроксиди в аргілітах не спостерігаються, про що свідчить їхня відсутність у зразках з більш глибоких горизонтів, що не піддавалися впливу гіпергенних процесів.

Оцінка балансу аутигенно-мінеральних форм заліза в аргілітах нижньоменілітової підсвіти на підставі даних хімічних аналізів дозволяє визначити кількісні співвідношення аутигенних діагенетичних залізистих мінералів в аргілітах, що дає можливість характеризувати фізико-хімічну обстановку середовища осадо-накопичення в ранньоменілітовий час у Карпатському басейні.

За співвідношенням форм дво- і тривалентного заліза залежно від кількості розсіяної ОР у породах виділено ряд аутигенно-мінералогічних фацій для вугленосних товщ Донецького, Кузнецького, Карагандинського басейнів, нижньовізейських відкладів Передуралля, Підмосков'я й Східноєвропейської платформи [127, 128]. Автор вказав однак, що межі цих фацій вірні лише для звичайних кларкових вмістів РОР і заліза. При помітних відхиленнях цих вмістів від кларкових межі фацій можуть істотно порушуватися.

Вміст РОР і заліза в бітумінозних аргілітах менілітової світи значно перевищує кларкові. Це викликало необхідність розрахунку співвідношень аутигенно-мінеральних форм заліза залежно від вмісту органічного вуглецю для досліджуваних відкладів.

У морських осадах ранньоменілітового басейну містилася велика кількість ОР, що привело до відновлення всього тривалентного заліза, яке нагромадилося в них. Це підтверджується даними хімічних аналізів порід. Тривалентне залізо в аргілітах або відсутнє, або зустрічається в дуже малих кількостях – від слідів до сотих часток відсотка, і, очевидно, входить до складу ледтохлоритів або має вторинне походження.

Вміст двовалентного заліза в породах досить значний. Воно присутнє в

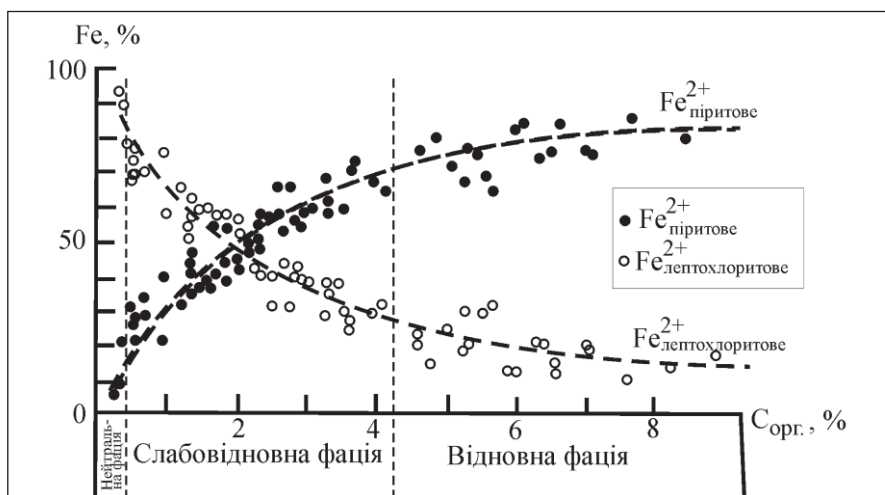


Рис. 126. Розподіл аутигенно-мінеральних форм заліза залежно від вмісту органічного вуглецю в аргілітах нижньоменілітової підсвіти [65]

відношення цих форм двовалентного заліза виявляє чітку залежність від вмісту  $PO_4$  у породі. Збільшення кількості  $OP$  від десятих часток до 4–5 % веде до різкого, майже прямо пропорційного збільшення кількості заліза сульфідного і зменшення кількості заліза карбонатно-силікатного. При більш високих вмістах  $C_{орг.}$  в аргілітах співвідношення форм заліза змінюється в тому ж напрямку, але набагато слабкіше. При вмістах  $C_{орг.}$  в аргілітах більше 2 % переважає піритова форма заліза. Такі породи належать до піритової аутигенно-мінералогічної фації [134]. Аргіліти, що містять менше 2 %  $C_{орг.}$ , відповідають лептохлорит-сидеритовій фації. Отже, перехід однієї фації в іншу відбувається в аргілітах, що містять близько 2 %  $C_{орг.}$ . Це значення є усередненим для нижньоменілітових аргілітів Передкарпатського прогину. У дійсності кількість  $C_{орг.}$ , при якій відбувається зміна аутигенно-мінералогічних фацій, коливається в межах від 2,2 % у північно-західній частині Передкарпатського прогину до 4,6 % у його південно-східній частині. Однак, ці коливання досить незначні, і загалом розподіл форм заліза залежно від вмісту  $PO_4$  в аргілітах нижньоменілітової підсвіти Передкарпатського прогину деякою мірою ідентичний. Це дозволяє говорити про близьку до кількісної залежність між цими двома величинами для досліджуваних відкладів, у той час як Н.М. Страхов зазначав лише загальну якісну залежність для низки районів давньої седиментації.

Виходячи із закономірного розподілу аутигенно-мінеральних форм заліза на території Передкарпатського прогину можна припустити, що чинники, які впливали на розподіл цих форм в осаді, діяли приблизно однаково на всій площі ранньоменілітового седиментаційного басейну. Закономірності розподілу піритової та карбонатно-силікатної форм заліза залежать від кількості захороненої  $OP$ , її типу, наявності й ступеня змучування осаду, швидкості седиментації. Кількість захороненої в осадах  $OP$  на всій площі ранньоменілітового басейну була досить велика, щоб за наявних окисно-відновних умов максимально редукувати все залізо, що випало в осад. Таким чином, можна вважати, що дія цього фактора на діагенез осадів у різних частинах басейну була приблизно однаковою.

Що стосується якісної природи  $PO_4$  у менілітових аргілітах, то для оцінки її впливу на розподіл аутигенно-мінеральних форм заліза в осадах недостатньо матеріалів. Виходячи з наявних даних можна припустити, що вихідна  $OP$  не має особливих змін по площі седиментаційного басейну. Це підтверджується східними закономірностями просторового розподілу аутигенних мінералів заліза залежно від вмісту в породах  $PO_4$ .

Судячи із структурно-текстурних особливостей аргілітів, на стадії седиментогенезу вони майже не були порушені змучуванням або біотурбацією. Очевидно, ці процеси практично не мали впливу на аутигенне мінералоутворення. Швидкість нагромадження вуглецевовмісних глинистих мулів у Карпатському басейні в ранньоменілітовий час була досить високою. Про це свідчать значні товщини відкладів нижньоменілітової підсвіти, що становлять від 400 до 500 м. За попередніми розрахунками, швидкість осадонакопичення в менілітовому басейні становила 5–20 см/тис. років.

Товщина нижньоменілітової підсвіти, як і менілітової світи загалом, досягає найбільших величин у центральній частині Внутрішньої зони Передкар-

патського прогину й поступово зменшується на північний захід і південний схід. Відповідно змінювалася й швидкість осадонакопичення. Якщо швидкість нагромадження вуглецевмісних глинистих мулів у флішовому басейні в ранньоменілітовий час була досить великою, щоб осад, перекриваючись все новими відкладами, встиг досягти глибин, недоступних для проникнення іонів  $SO_4$  із придонної води, перш ніж були повністю використані потенційні редуційні можливості органічної речовини, що містилася в осаді, то процес відновлення аутигенно-мінеральних форм заліза пройшов не до кінця. Про це свідчать значні кількості залишкової ОР в аргілітах та існуючі при цьому піритова й лептохлоритова форми заліза. Однак, значні розходження швидкостей седиментації в різних частинах ранньоменілітового басейну не викликали помітних відхилень від закономірності розподілу аутигенно-мінеральних форм заліза залежно від вмісту в породі органічного вуглецю.

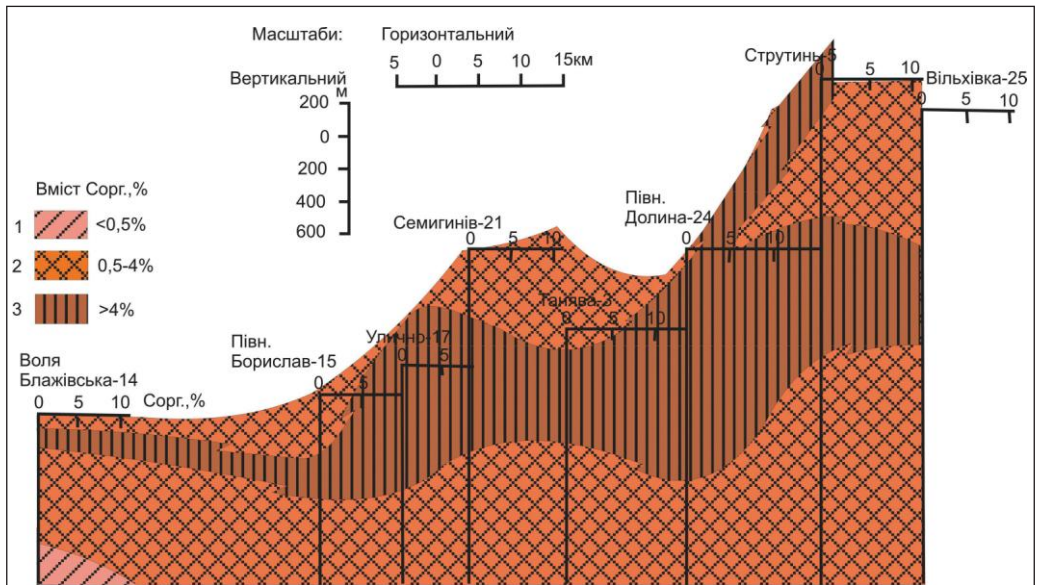
Порівнюючи закономірності розподілу аутигенно-мінеральних форм заліза у досліджуваних відкладах, можна зробити деякі узагальнення відносно фізико-хімічних умов осадонакопичення в ранньоменілітовому басейні. Нами зроблена спроба виділення геохімічних фацій за профілем окисно-відновного потенціалу для нижньоменілітових відкладів Передкарпаття. На підставі аналізу просторово-часового поширення окремих мінералів-індикаторів *Eh* середовища давнього седиментогенезу, таких як пірит, сидерит, анкерит, оксиди й гідроксиди заліза, доломіт та інші, можна виділити такі геохімічні фації: нейтральна, слабовідновна, відновна і сильновідновна. Теоретичні основи цієї проблеми були розроблені Г.І. Теодоровичем.

*Нейтральна геохімічна фація.* Як видно з рис. 127, в аргілітах, що містять до 0,5 %  $C_{org.}$ , переважною аутигенно-мінеральною формою заліза є лептохлоритова. Вміст піриту в таких породах досить незначний. Присутні анкеритвмісні доломіти, поширені у вигляді конкрецій по всьому розрізу відкладів підсвіти. Виходячи із цього, такі породи можна віднести до нейтральної (лептохлорито-вої) геохімічної фації.

*Слабовідновна геохімічна фація.* Аргіліти цієї фації вміщують від 0,5 до 4–5 % органічного вуглецю. Для них характерний такий комплекс мінералів-індикаторів окисно-відновних умов середовища давнього осадонакопичення: анкеритвмісні доломіти, значні кількості лептохлориту й піриту. Такий комплекс аутигенних мінералів дозволяє припустити, що осадонакопичення відбувалося в слабовідновному середовищі.

*Відновна і сильновідновна геохімічні фації.* В аргілітах, що вміщують більше 4–6 % органічного вуглецю, піритова аутигенно-мінеральна форма заліза різко переважає над лептохлоритовою. Вміст піритового заліза досягає 70–90 % від усього заліза, що перебуває в породі. Такі породи відповідають сильновідновній (сульфідній) геохімічній фації. Однак, в таких високобітумінозних породах розвинені конкреції анкеритвмісних доломітів, що дозволяє оточуючу їх товщу аргілітів віднести до відновної геохімічної фації. Цю фацію можна розглядати як аналог сульфідно-сидеритової фації.

Аналіз поширення аутигенних карбонатних мінералів у розрізі нижньоменілітової підсвіти дозволяє зробити також деякі висновки про переважні зна-



1 – слабовідновна геохімічна фація (вміст  $C_{орг.} < 0,5\%$ ); 2 – нейтральна геохімічна фація (вміст  $C_{орг.} 0,5-4\%$ ); 3 – відновна і сильновідновна геохімічні фації (вміст  $C_{орг.} > 4\%$ ).

Рис. 127. Схема розподілу  $C_{орг.}$  та поширення геохімічних фацій у товщі відкладів нижньоменілітової підсвіти вздовж Передкарпатського прогину [65]

чення РН середовища осадонакопичення в нижньоменілітовий час. Наявність конкрецій сидериту в роговиковому горизонті, що залягає в підшві підсвіти, свідчить про нейтральне середовище  $RH = 6,6-7,2$ . Карбонатні мінерали всієї залягаючої вище товщі представлені конкреціями анкеритвмісних доломітів. Їхня присутність свідчить про слаболужну реакцію середовища  $RH = 7,2-8,2$ . Отже, утворення всіх описаних геохімічних фацій відбувалося при слаболужній реакції середовища осадонакопичення.

З метою з'ясування розподілу  $ROP$  в розрізі нижньоменілітової підсвіти її відклади були проаналізовані уздовж Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Розподіл  $C_{орг.}$  в розрізі нижньоменілітової підсвіти ілюструє рис. 127. Тут видно певні закономірності. Приблизно до середини ранньоменілітового часу на всій території басейну спостерігається різке збільшення нагромадження  $OP$  в осадах. Про це свідчить значне підвищення вмісту  $C_{орг.}$  в аргілітах середньої частини підсвіти. Догори по розрізу за мінімумом спостерігається ще один максимум вмісту  $C_{орг.}$ . Він набагато менший і виражений неоднаково, але досить чітко у різних частинах розрізу. У нижній і верхній частинах підсвіти спостерігається різкий спад бітумінозності порід. У північно-східній частині розрізу, на площах Воля Блажівська, Північний Борислав і Улично породи верхньої частини підсвіти розмиті, тому мінімальні значення вмісту  $OP$  тут можна тільки припускати.

Таким чином, у середній частині розрізу нижньоменілітової підсвіти можна виділити товщу відкладів, яка відповідає сильновідновній і відновній геохімічним

фаціям. Вона простежується уздовж усього розрізу, займаючи значну частину осадових утворень нижньоменілітової підсвіти. Порооди, що її складають, характеризуються високим вмістом  $S_{\text{орг}}$  (понад 4–5 %) і значною перевагою піритової аутигенно-мінеральної форми заліза.

Вище й нижче за розрізом поширені аргіліти, що відповідають слабівідновній геохімічній фації. Порооди цієї фації також простежуються уздовж усього розглянутого розрізу в нижній і верхній частинах відкладів нижньоменілітової підсвіти. Порооди, що відповідають нейтральній геохімічній фації мають незначне поширення у нижній частині розрізу на північному заході Передкарпатського прогину й у верхній частині розрізу на південному сході. Морські відклади сульфідної (сильновідновної) і сульфідно-сидеритової (відновної) геохімічних фацій є найсприятливішими для утворення вуглеводнів. Вони можуть бути нафтогазогенеруючими за наявності достатньої кількості ОР.

Дослідження порід менілітової світи методом піролізу Рок-Евал (Rock-Eval) показало, що породи вміщують кероген морського походження (тип II) з високим потенціалом генерації вуглеводнів [67]. Наявність перерахованих особливостей досліджуваних відкладів дозволяє припустити, що відклади середньої частини нижньоменілітової підсвіти, які відповідають сильновідновній і відновній геохімічній фаціям, найсприятливіші для генерації вуглеводнів і є найперспективнішим об'єктом в плані можливості генерації сланцевого газу і сланцевої нафти. Є практичне підтвердження вищевикладеному на Вигодській ділянці у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину і в Скибовій зоні Складчастих Карпат.

## 6.7. НАФТОГАЗОГЕНЕРАЦІЙНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ОЛІГОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

Основні скупчення вуглеводнів Карпатської НПП сконцентровані в Бориславсько-Покутській зоні [164]. Родовища цієї зони характеризуються переважно рідким фазовим станом ВВ (в основному, нафта). Однак на окремих ділянках зони зустрічаються поклади газу, в основному на Вигодській ділянці (рис. 128). Зокрема, газові поклади розкриті в межах Вільхівського блоку Струтинського газонафтового родовища (рис. 129) та південного блоку Луквинського газонафтового родовища (рис. 130), газовий поклад відомий в складці «Газова» Бухтівецького родовища. Ще на декількох родовищах Бориславсько-Покутської зони (Іваніківське, Космацьке, Монастирчанське, Росільнянське, Битків-Бабченське) присутні газоконденсатні поклади. Така особливість розподілу родовищ за фазовим станом свідчить про незначну роль газів в загальному обсязі ВВ.

Наявність газових покладів на незначних глибинах (покрівля газового покладу на Струтинському родовищі – на глибині близько 1630 м, на Луквинському – близько 1100 м, на Бухтівецькому – 1000 м), можна пояснити їх формування із чорносланцевих порід олігоцену.

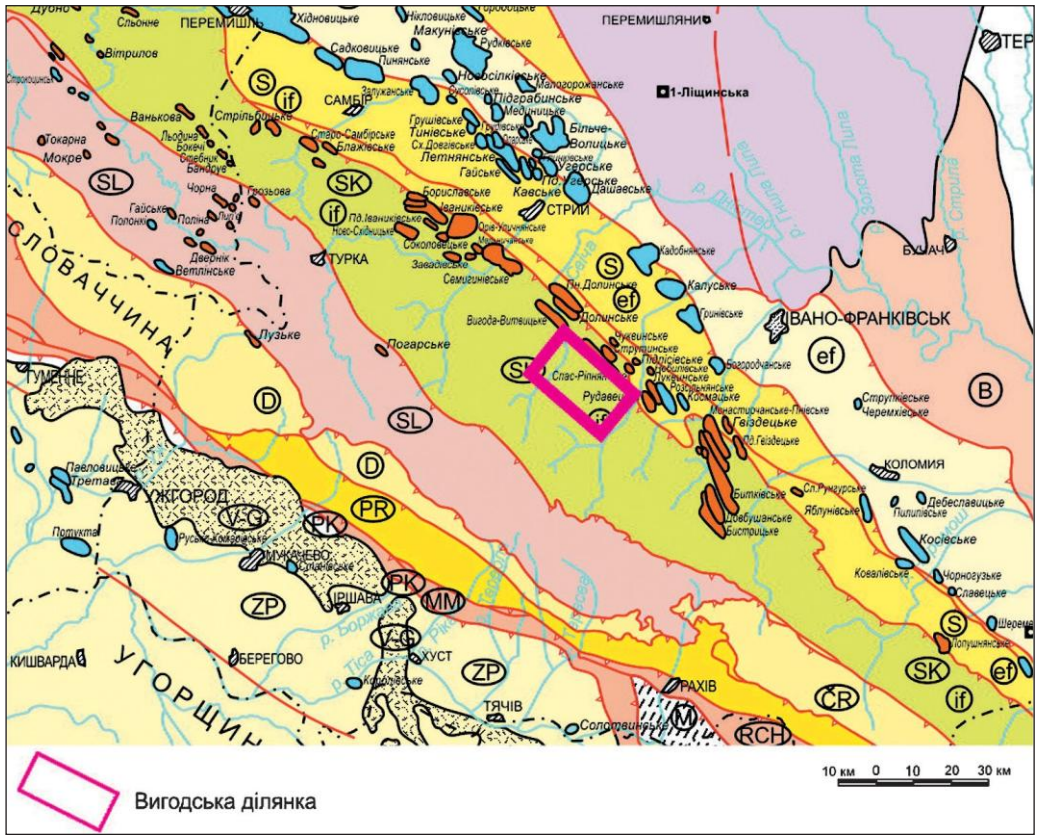


Рис. 128. Схема розташування родовищ вуглеводнів у південно-східній частині Західного НГР та перспективна ділянка

Сучасне розуміння утворення газу із чорносланцевих відкладів, збагачених органікою, дозволяє пояснити ці факти виходячи з позиції розгляду окремих ділянок менілітової світи Бориславсько-Покутської зони та Скибових Карпат і загалом чорносланцевих відкладів Кросненської зони як газогенеруючих відкладів. За даними досліджень в св. Тухольська-1 (Кросненська зона) в менілітових відкладах кількість  $C_{org}$  становить 0,3–3,8 %, ступінь катагенезу –  $МК_1$ – $МК_2$  [181]. Ступінь постседиментаційного перетворення олігоценів відкладів Кросненської зони вивчався Ю.В. Колтуном із відслонень в районі с. Синевір [160]. Чорні, збагачені розсіяною органічною речовиною аргіліти були досліджені методом піролізу Рок-Евал. Параметр  $T_{max}$  для цих порід становить від 457 до 500 °С, що відповідає зоні генерації газу. В районі селища Ясіня в Кросненській зоні постседиментаційна перетвореність чорних сланців олігоцену Кросненської зони на поверхні також відповідає зоні генерації вуглеводневого газу. Ступінь катагенезу в цих відкладах відповідає стадіям  $МК_2$  –  $МК_3$ . Ю.В. Колтуном зауважено, що загалом в поперечному перетині Передкарпатського прогину і Складчастих

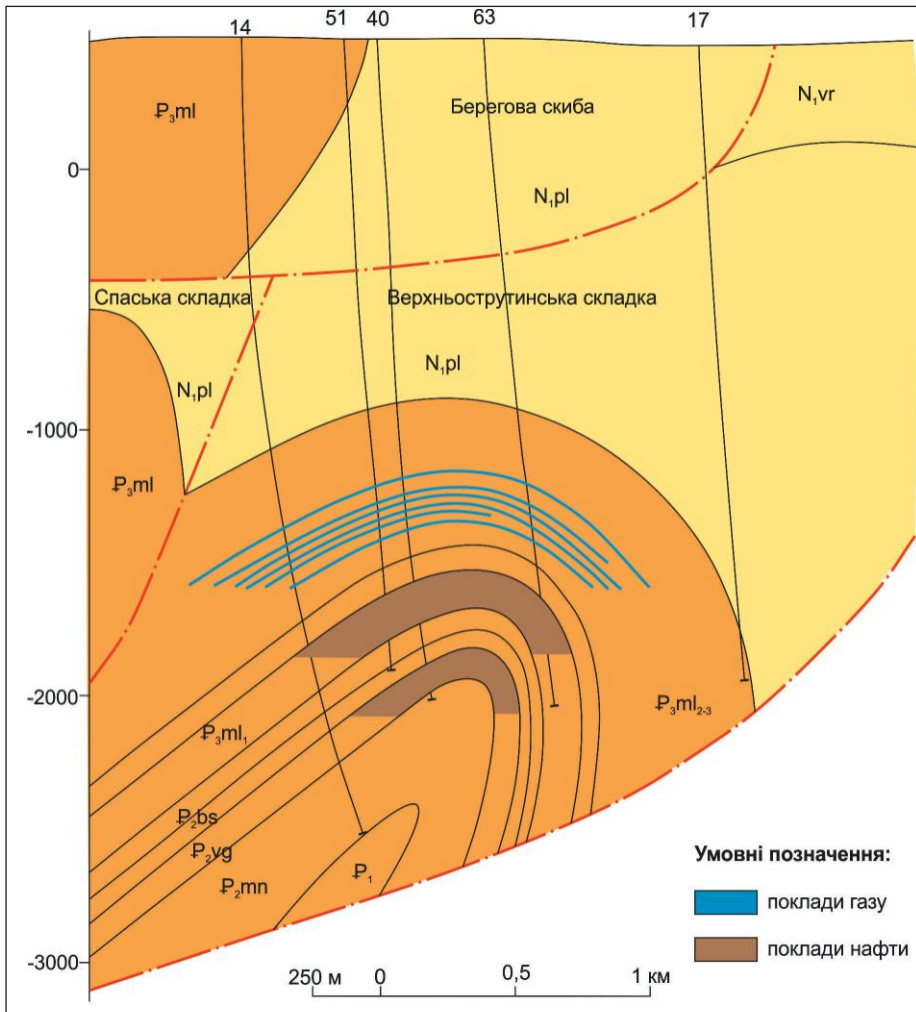


Рис. 129. Геологічний розріз Струтинського газонафтового родовища [3]

Чим пояснюються ці факти? Якщо говорити про формування флішу всіх Зовнішніх Карпат в крейді-олігоцені, то була північно-східна межа флішового басейну в зоні Передкарпатського розлому, «дикий» фліш, який тепер очікується на значних глибинах і звичайно, повинна була бути і південно-західна межа цього флішового басейну. Вважається, що такою межею була Пенінська зона, але не в теперішньому положенні, а далеко (~ 150 км) південно-західніше [75].

Чорні сланці олігоцену прогину Скибової зони і головецької світи зони Кросно мають однакову фаціальну та інші характеристики, тобто вони відкладалися в однакових умовах, але мали різні товщини чорносланцевих відкладів, і ці товщини до південно-західної межі їх формування (тобто до південно-західного берега басейну їхнього розповсюдження) повинні були зменшуватись, що і спостерігається в зоні Кросно (рис. 131).

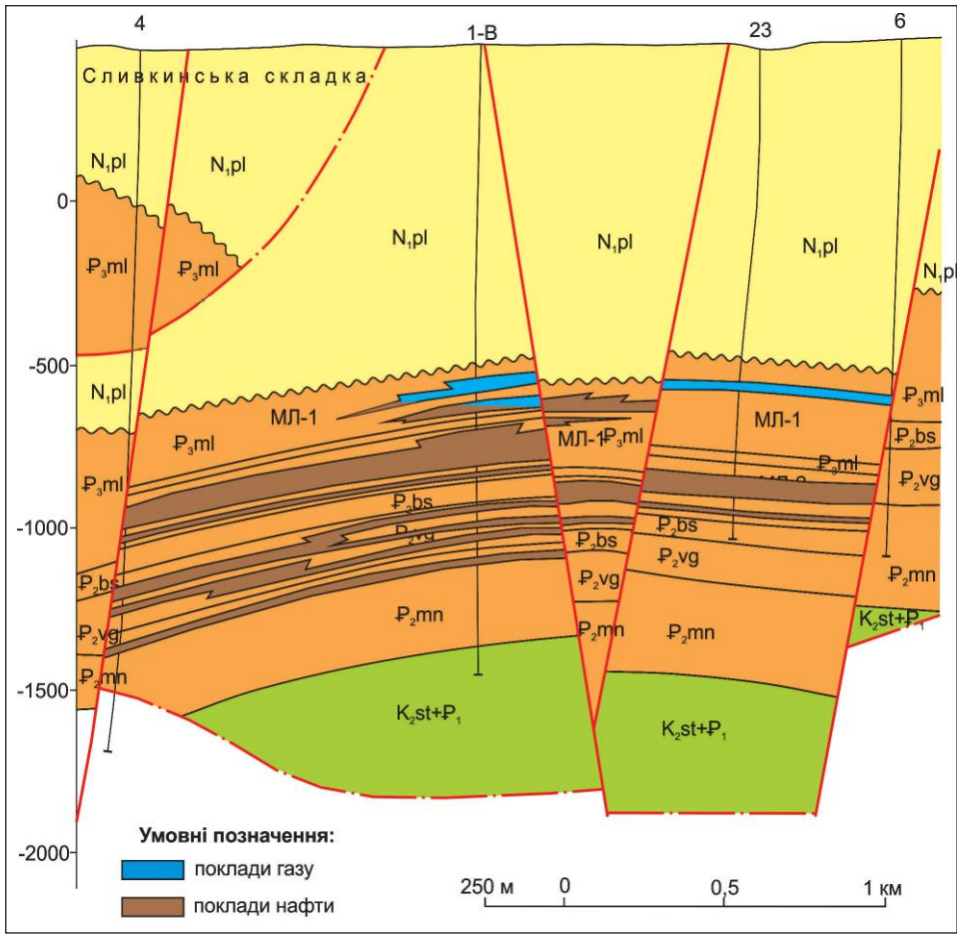
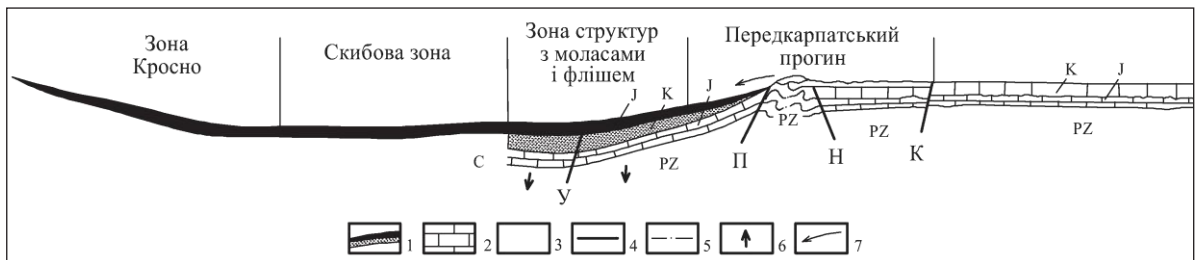


Рис. 130. Геологічний розріз Луквинського газонафтового родовища [3]



Відклади: 1 – флішеві; 2 – платформні; 3 – моласові; 4 – глибинні розломи (У – Ужоцький, П – Передкарпатський, Н – Надвірянський, К – Калуський); 5 – насуви і покриви; 6 – напрямок руху блоків; 7 – переважаючий напрямок зносу.

Рис. 131. Гіпотетичний розріз басейну формування чорносланцевих відкладів олігоцену в Карпатському регіоні



У верхньому олігоцені, а точніше на його межі з міоценом (поляницька світа в Передкарпатському прогині, верховинська світа в зоні Кросно) відбувається перша фаза Карпатської складчастості і почалася формуватися фаціальна відмінність відкладів, які в подальшому дуже відрізнялись в різних зонах Передкарпатського прогину. Міоцен в Складчастих Карпатах (в зв'язку з їх підніманням) вже не відкладався. Ступінь катагенезу чорносланцевих відкладів олігоцену за вищенаведеними даними становить приблизно МК<sub>1</sub>ч МК<sub>3</sub>, що відповідає зоні генерації нафти і газу на глибинах 2–4 км [136].

В подальшому формування покладів вільного вуглеводневого газу було аналогічне формуванню покладів нафти – основна частина газу накопичувалася в кращих колекторах (пісковиках), а для збереження покладів необхідним було наявність пастки, покривки, екрану. Тобто, на вищеназваних площах в Передкарпатському прогині, в Скибовій зоні, і, очевидно, в Кросненській зоні існує симбіоз сланцевого газу з його акумуляцією в традиційних пастках.

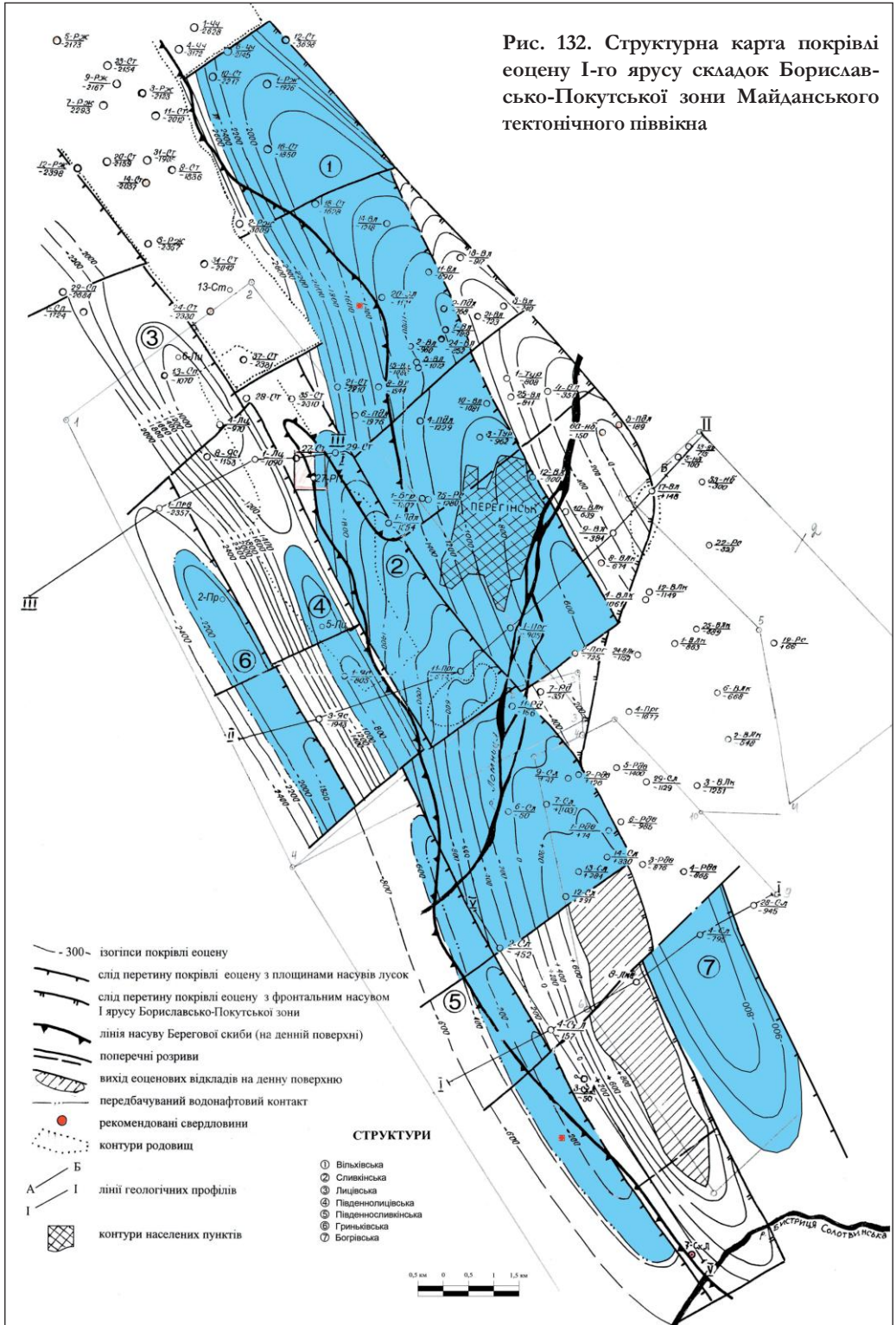
Це підтверджують також результати випробувань ряду свердловин на площах Струтин, Вільхівка, Східна Луква, Лолин та ін. В Кросненській зоні газ, згенерований чорносланцевими породами головецької світи, сформував поклади в щільних колекторах цієї і верховинської світ.

Таким чином, газ в цих покладах це, очевидно, газ верхньої зони газогенерації, в якій, у свій час, до початку насувних процесів в Карпатах, перебувала частина відкладів менілітової світи, які тепер належать до верхніх покривів Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та до Скибової і Кросненської зон. Їх перспективність розглянута на прикладі Вигодської ділянки.

**Перспективна Вигодська ділянка** розташована в центральній частині Передкарпатського прогину і Складчастих Карпат, в їхніх українських сегментах. Вона розташована південно-західніше відомих Долинського, Північнодолинського, Вигода-Витвицького, Струтинського, Чечвинського, Спас-Ріпнянського, Рудацького, Луквинського нафтових родовищ. В орографічному відношенні це передгірські і гірські райони міжріччя Лужанки і Бистриці Солотвинської. На території ділянки протікають також ріки Свіча, Чечва, Лімниця та їх численні притоки.

В тектонічному плані – це Внутрішня зона Передкарпатського прогину, перекрита Орівською та Береговою скибами Складчастих Карпат на північному заході та в районі Майданського тектонічного піввікна на південному сході, де на поверхню виходять складки Бориславсько-Покутської зони. Відклади, які складають ці тектонічні зони, представлені флішем стрийської світи верхньої крейди, палеогеновими, еоценовими та олігоценовими (менілітова світа) відкладами палеогену, та поляницькою світою неогену. Структурна карта по покривлі еоцену першого ярусу складок південно-східної частини ділянки наведена на рис. 132, а геологічні розрізи – на рис. 133–135. В північно-західній частині ділянки виділяють Богровську структуру в II ярусі складок Б-П зони, та Новошинську, Лолинську, Ілемківську, Північноклівську, Клівську, Південноклівську, Кичерську, Східнокичерську, Липовецьку, Південнолужанську, Південнокичерську та Південношевченківську структури.

Рис. 132. Структурна карта покрівлі еоцену I-го ярусу складок Бориславсько-Покутської зони Майданського тектонічного піввікна



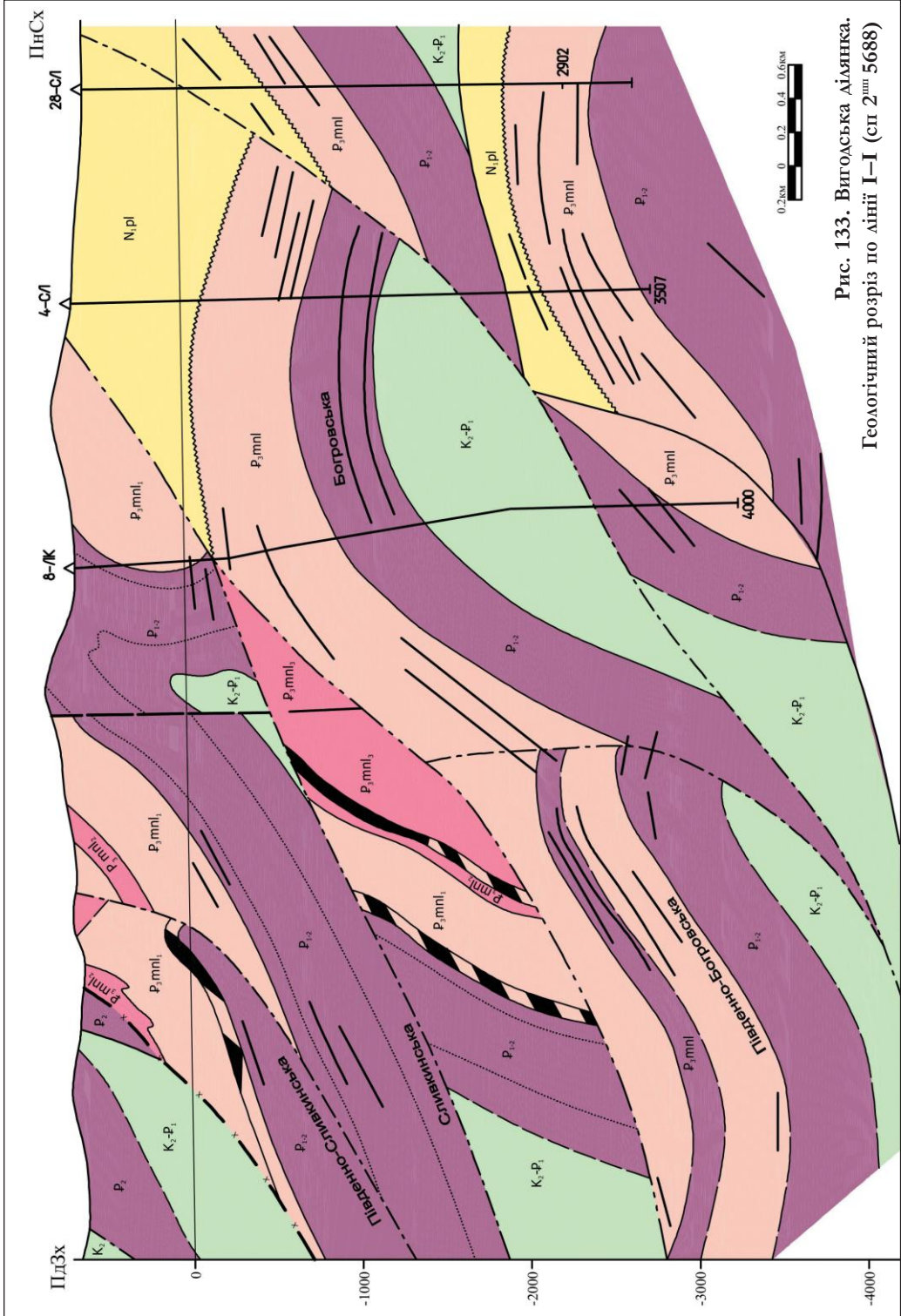


Рис. 133. Вигодська лінійка.  
Геологічний розріз по лінії І-І (сп 2<sup>мм</sup> 5688)

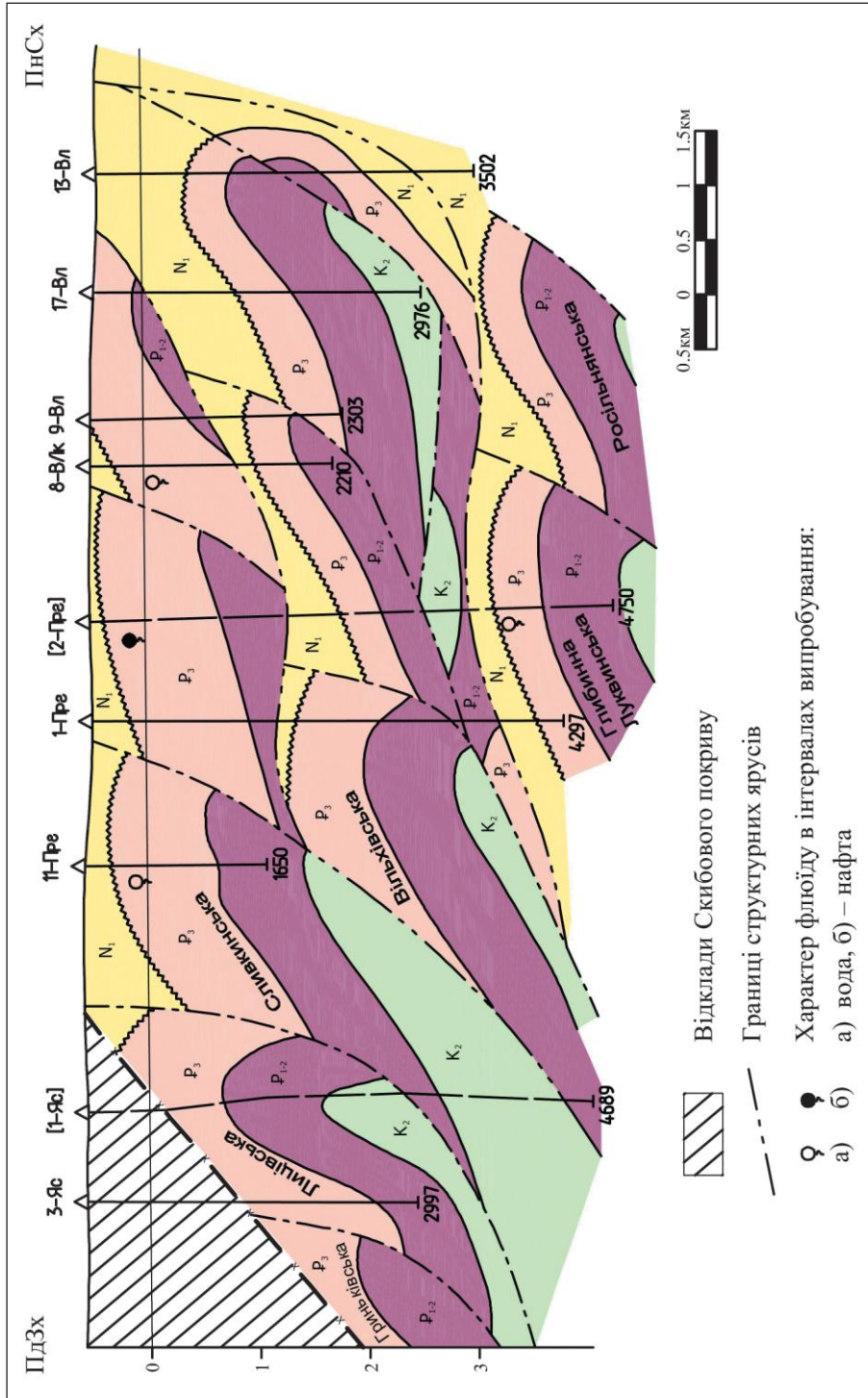


Рис. 134. Вигодська ділянка. Геологічний розріз по лінії II-II

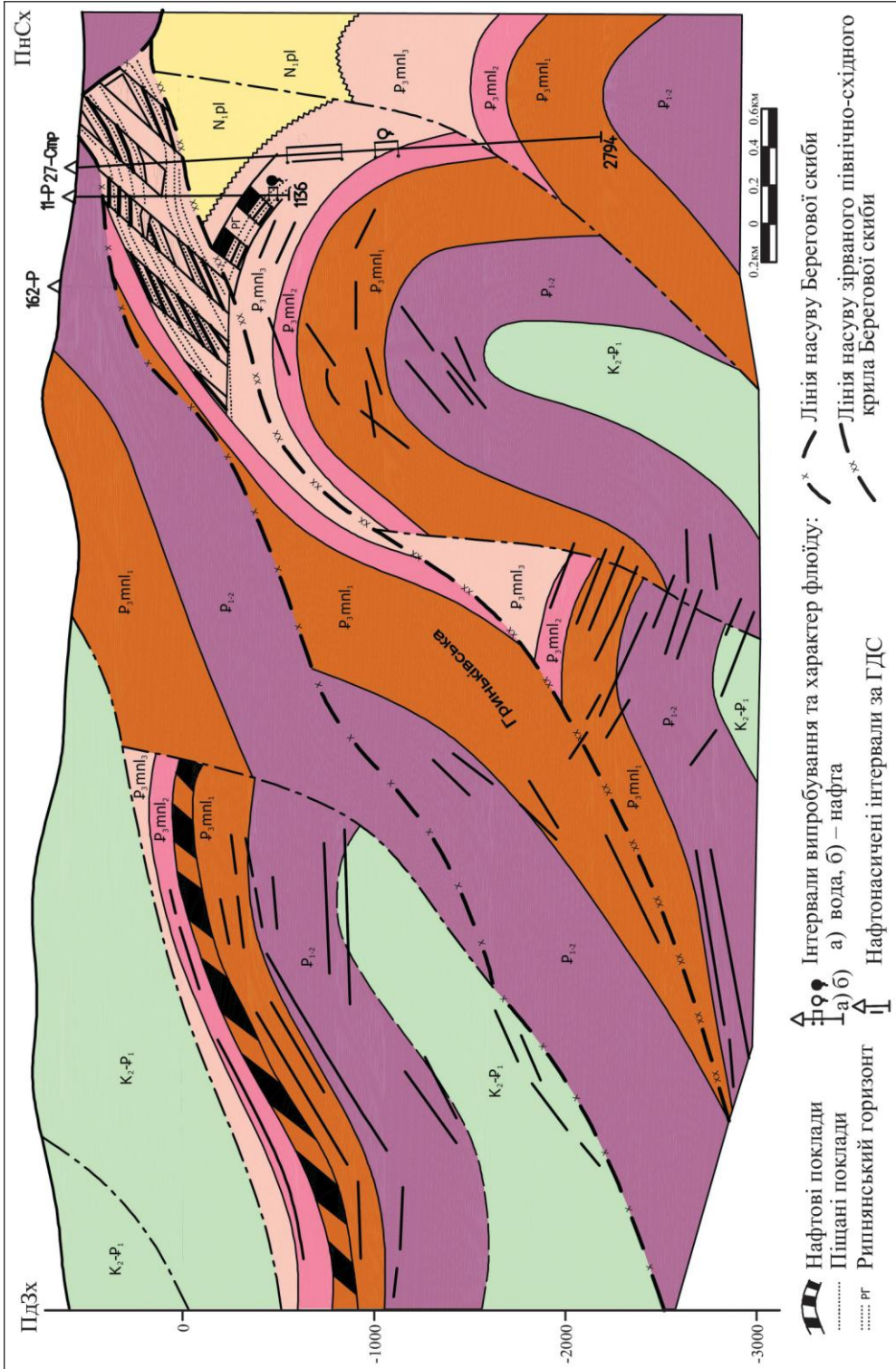


Рис. 135. Вигодська ділянка. Геологічний розріз по лінії ІІІ–ІІІ (сп 2<sup>мн</sup> 5684)

Оцінка ресурсів газу виконана за аналогією по щільності ресурсів в менілітових відкладах центральної частини Бориславсько-Покутської зони (табл. 17, 18).

Таблиця 17. Оцінка ресурсів вуглеводневого газу

| № з/п                        | Структура             | Площа структури, км <sup>2</sup> | Щільність ресурсів, м <sup>3</sup> /км <sup>2</sup> | Ресурси, млн м <sup>3</sup> |
|------------------------------|-----------------------|----------------------------------|---|-----------------------------|
| Бориславсько-Покутська зона  |                       |                                  |   |                             |
| I ярус складок               |                       |                                  |   |                             |
| 1                            | Вільхівська           | 36,0                             | 422   | 15192                       |
| 2                            | Сливкінська           | 26,0                             | "   | 10972                       |
| 3                            | Лицівська             | 8,6                              | "   | 3629                        |
| 4                            | Південнолицівська     | 8,5                              | "   | 3587                        |
| 5                            | Південносливкінська   | 9,6                              | "   | 4051                        |
| 6                            | Гриньківська          | 5,6                              | "   | 2363                        |
| II ярус складок              |                       |                                  |   |                             |
| 7                            | Богрівська            | 7,6                              |   | 3207                        |
| Складчаста територія Карпати |                       |                                  |   |                             |
| 8                            | Новошинська           | 17,5                             | "   | 7385                        |
| 9                            | Лолінська             | 5,1                              | "   | 2152                        |
| 10                           | Ілемківська           | 28,0                             | "   | 11816                       |
| 11                           | Північноклівська      | 1,75                             | "   | 738                         |
| 12                           | Клівська              | 3,15                             | "   | 1317                        |
| 13                           | Південноклівська      | 6,2                              | "   | 2616                        |
| 14                           | Кичерська             | 2,7                              | "   | 1139                        |
| 15                           | Східнокичерська       | 8,2                              | "   | 3460                        |
| 16                           | Липовецька            | 38,0                             | "   | 16036                       |
| 17                           | Південнолужанська     | 2,1                              | "   | 886                         |
| 18                           | Південнокичерська     | 2,4                              | "   | 1013                        |
| 19                           | Південношевченківська | 7,5                              | "   | 3165                        |
|                              |                       |                                  |   | Σ=94724                     |

Таблиця 18. Величини щільності запасів газу по родовищах

| № з/п | Родовища                              | Щільність запасів, млн м <sup>3</sup> /м <sup>2</sup> |
|-------|---------------------------------------|---|
| 1     | Струтинське                           | 458   |
| 2     | Луквинське                            | 109   |
| 3     | Росільнянське                         | 1500  |
| 4     | Космацьке                             | 460   |
| 5     | Монастирчанське                       | 152,3   |
| 6     | Битків-Бабченське, Майданська складка | 263   |
| 7     | Довбушанське                          | 119   |

При визначенні щільності ресурсів газу для менілітового комплексу центральної частини Бориславсько-Покутської зони Карпат проаналізовані дані

газових та газоконденсатних покладів семи родовищ, де ці величини змінюються від 109 до 1500 млн м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>.

В середньому щільність запасів газу по цих родовищах становить 422 млн м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>. Найбільш наближене до середнього значення має Струтинське родовище (458 млн м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>), де середня глибина залягання газоносного горизонту складає 1500 м. Враховуючи те, що глибини залягання продуктивних горизонтів в менілітовій товщі на досліджуваній території коливаються від 1000 м до 2000 м, а також наближеність величини щільності запасів Струтинського газового покладу до середньої величини, при оцінці ресурсів вуглеводневого газу приймалася величина щільності ресурсів визначена в межах Струтинського родовища.

Для переведу перспективних ресурсів в запаси категорії С<sub>1</sub> використані коефіцієнти, розроблені фахівцями ЛВ УкрДГРІ для Бориславсько-Покутського НГР. Середня величина переведу становить 0,13. При цьому величина геологічних запасів промислової категорії С<sub>1</sub> становитиме 12314 млн м<sup>3</sup> газу. Максимальні коефіцієнти газовилучення для менілітового комплексу передбачаються в розмірі 0,8, мінімальні – 0,3, при цьому враховано те, що окрім газу, приуроченого до сланцево-аргілітової товщі, частина запасів буде приурочена до піщано-алевролітових верств з кондиційними емнісно-фільтраційними властивостями, які в основному зосереджені в нижній частині олігоцену.

При максимальному коефіцієнті газовилучення розвідані видобувні запаси газу Вигодської ліцензійної ділянки становитимуть 9851 млн м<sup>3</sup>, при мінімальному – 3694 млн м<sup>3</sup>.

Ступінь катагенетичних перетворень свідчить, що значні скупчення сланцевого газу можна очікувати лише на великих глибинах. За даними піролізу Rock-Eval [68, 160] це можуть бути глибини понад 5500–6000 м. Такі глибини залягання менілітових відкладів спостерігаються в межах Бориславсько-Покутської зони, в основному, на окремих ділянках у відкладах III–IV ярусів, інколи – у відкладах II ярусу (рис. 136, 137).

Для виділення потенційно перспективних ділянок на пошуки сланцевого газу та підрахунку їх площі використані структурні побудови по відкладах палеогену, виконані в ЗУГРЕ ДГП «Укргеофізика» (2007 р.). Необхідно зазначити, що окремі ділянки Бориславсько-Покутської зони не охарактеризовані структурними побудовами, тому в подальшому при проведенні нових сейсморозвідувальних робіт, а також глибокого пошуково-розвідувального буріння (з глибиною свердловин понад 5500 м) можливе уточнення будови потенційно перспективних ділянок.

На сучасному етапі вивченості менілітових відкладів Бориславсько-Покутської зони в її межах виділяється вісім потенційно перспективних ділянок у відкладах III–IV ярусів та чотири – у відкладах II ярусу. Основним критерієм їх виділення є глибини залягання менілітових відкладів – понад 5500 м. При цьому вважаємо, що перспективнішими є ділянки залягання менілітових відкладів на глибині понад 6000 м у зв'язку з тим, що на цих ділянках прогнозуються значніші катагенетичні перетворення менілітових відкладів, які відповідають генерації газових вуглеводнів [160].

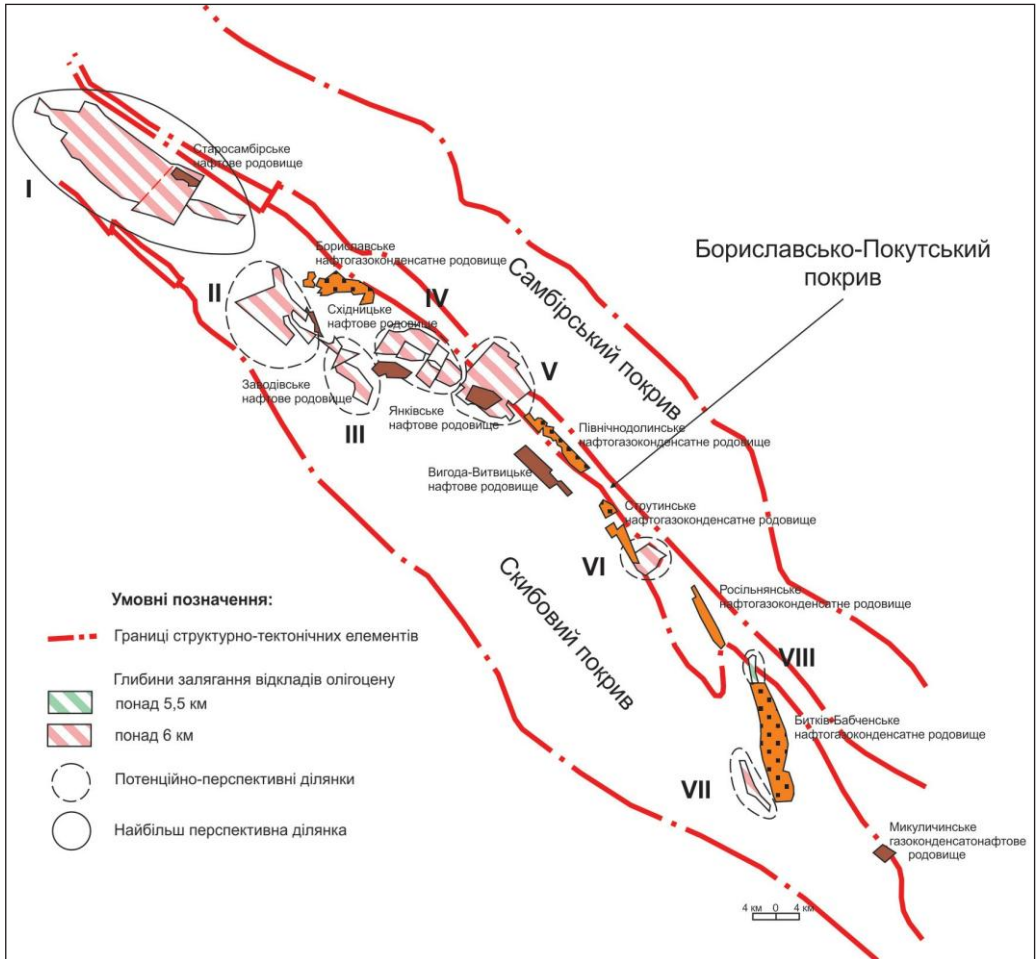


Рис. 136. Схематична карта розповсюдження менілітових відкладів (III–IV яруси) (із використанням матеріалів ЗУГРЕ, 2007 р.)

Площі виділених потенційно перспективних ділянок для відкладів III–IV ярусів змінюються в широкому діапазоні – від 2 км<sup>2</sup> до 275 км<sup>2</sup> (табл. 19). Серед виділених ділянок найперспективнішою є ділянка I, розташована в північно-західній частині Бориславсько-Покутської зони (в районі Старосамбірського нафтового родовища), яка характеризується найбільшою встановленою площею розповсюдження менілітових відкладів. Площі виділених потенційно перспективних ділянок відкладів II ярусу характеризуються більш вузьким діапазоном у порівнянні із відкладами III–IV ярусів – від 37 км<sup>2</sup> до 94 км<sup>2</sup>.

З виділених потенційно перспективних ділянок промислове значення може мати тільки I ділянка, де площа менілітових відкладів, які досягли глибини 5500 м (тобто стадії генерації газу), становить 275 км<sup>2</sup> для III–IV ярусів складок та 94 км<sup>2</sup> для II ярусу складок. Площі інших потенційно перспективних ділянок



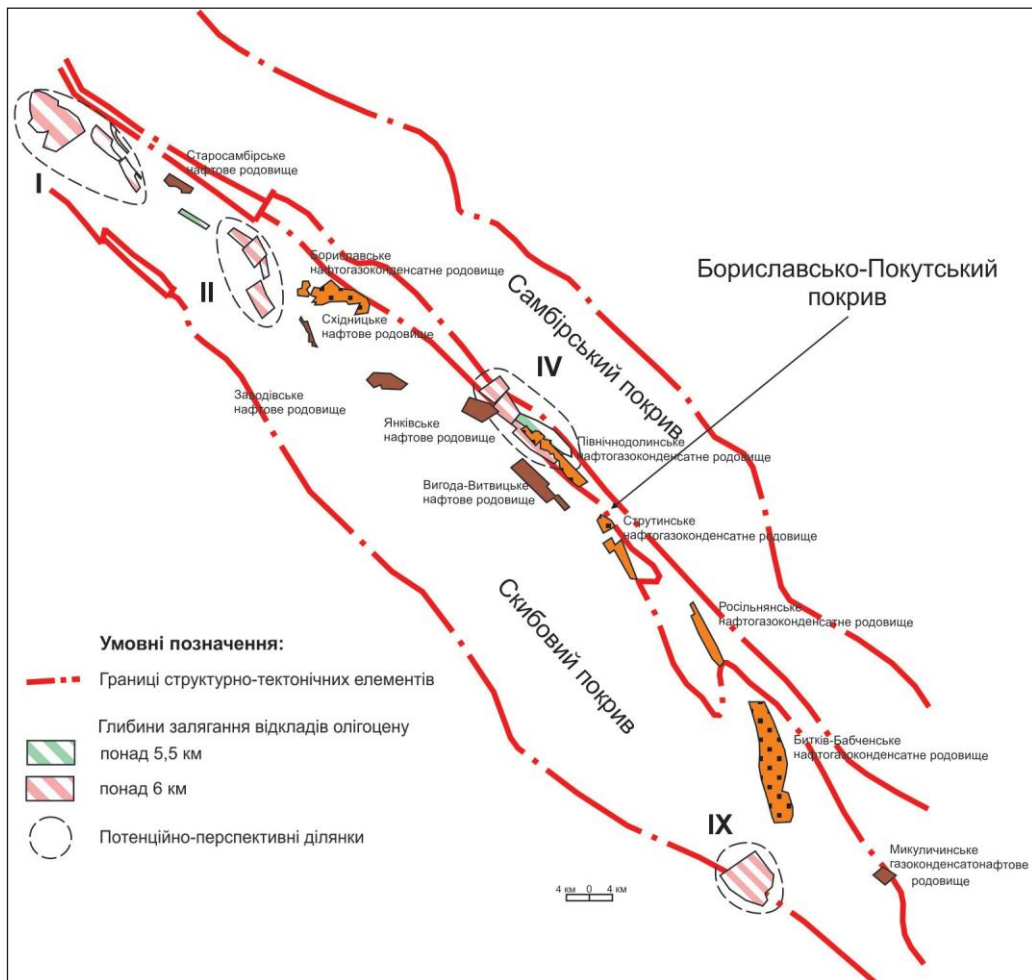


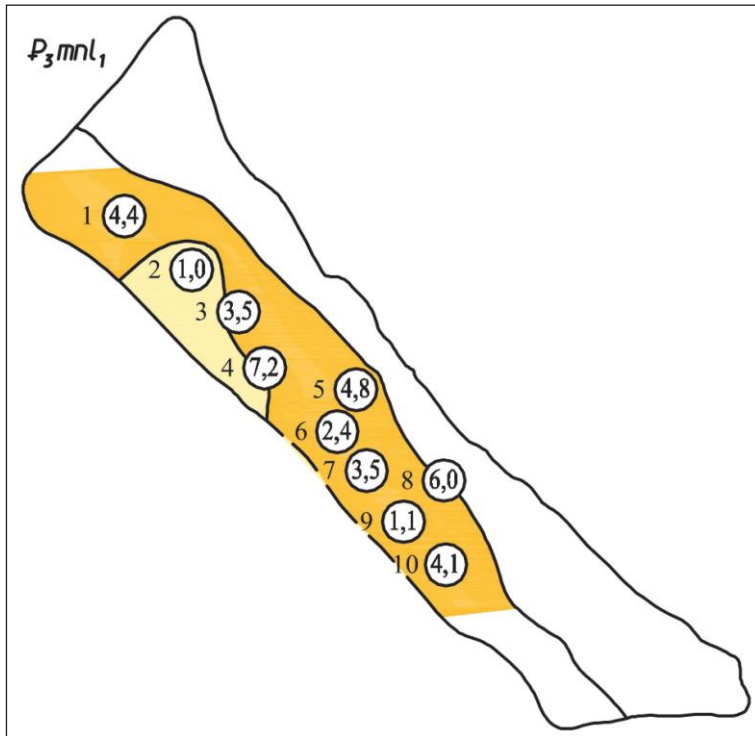
Рис. 137. Схематична карта розповсюдження менілітових відкладів (II ярус) (із використанням матеріалів ЗУГРЕ, 2007 р.)

Таблиця 19. Площа перспективних ділянок на пошуки сланцевого газу в Бориславсько-Покутській зоні (км<sup>2</sup>)

| № об'єкта | III-IV яруси, км | II ярус |
|-----------|------------------|---------|
| I         | 275              | 94      |
| II        | 70               | 37      |
| III       | 30,5             | -       |
| IV        | 73               | 72      |
| V         | 100              | -       |
| VI        | 16               | -       |
| VII       | 9                | -       |
| VIII      | 2                | -       |
| IX        | -                | 51      |

суттєво менші, навіть для III–IV ярусів складок не перевищують 100 км<sup>2</sup>, а для II ярусу складок становлять всього 37–72 км<sup>2</sup>. Очікувати тут значні ресурси газу не варто.

Як вже зазначалося вище, вміст  $C_{орг.}$  в чорних аргілітах менілітової світи зазвичай становить 4–8 %. За проведеними побудовами (рис. 138) можна очікувати, що вміст  $C_{орг.}$  в північно-західній частині Бориславсько-Покутської зони, де розташована I ділянка, становитиме 4,4 %.



Площі: 1 – Воля-Блажівська, 2 – Бориславська, 3 – Стинавська, 4 – Північнодолинська, 5 – Струтинська, 6 – Вільхівська, 7 – Луквинська, 8 – Старунська, 9 – Битківська, 10 – Делятинська (цифри в кружках – вміст органічної речовини).

Рис. 138. Схема розповсюдження органічної речовини в нижньоменілітових відкладах Бориславсько-Покутської зони (за Г.М. Карпенком і ін., 1977)

Товщини менілітових відкладів в північно-західній частині Бориславсько-Покутської зони, розкриті свердловинами на Старосамбірському родовищі, змінюються від 169 м до 200 м, в середньому становлять 190 м. Щільність порід менілітової світи коливається в межах 2,5–2,7 г/см<sup>3</sup> (в середньому 2,6 г/см<sup>3</sup>), пористість – від 0,2 до 5 % (в середньому 3 %). На основі визначених параметрів підраховані ресурси сланцевого газу для I ділянки (табл. 20). Ресурси вільного газу цієї ділянки становлять 124 млрд м<sup>3</sup>, сорбованого – 119 млрд м<sup>3</sup>. Загальні ресурси сланцевого газу I ділянки становлять 243 млрд м<sup>3</sup>.

Таблиця 20. Ресурси сланцевого газу ділянки I Бориславсько-Покутської зони (мрда м<sup>3</sup>)

| Ярус складок | Вільний газ | Сорбований газ | Загальні ресурси |
|--------------|-------------|----------------|------------------|
| III–IV       | 92          | 89             | 181              |
| II           | 32          | 30             | 62               |
| Всього       | 124         | 119            | 243              |

Підсумовуючи викладене в цій главі ще раз підкреслимо: менілітова світа Карпатського регіону є класичною нафтогенеруючою і, в меншій степені, газогенеруючою товщею [66, 159]. Потенціал її далеко не вичерпаний. На сучасному етапі слід переходити до практичних дій по її вивченню. В першу чергу, після деяких досліджень рекомендується на відомих родовищах в Бориславсько-Покутському НГР приступити до випробовування чорносланцевих аргілітів цієї світи, які до цього часу цілеспрямовано не випробовувались і застосувати при цьому методи інтенсифікації припливів. Це може дати значний приріст видобутку нафти в районах з розвинуеною інфраструктурою.

## 7. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ ЩІЛЬНИХ ПОРІД ОЛІГОЦЕНУ ЗОНИ КРОСНО І СКИБОВОЇ ЗОНИ КАРПАТ

В Українських Складчастих Карпатах переважають нафтові родовища (всього 34), які здебільшого розміщені в Скибовому і передовій частині Кросненського покрову. В межах останнього розташовані 5 старих, невеликих нафтових родовищ і одне газоконденсатне (табл. 21). Південно-західніше, у Бітлянському субпокрові Кросненського покрову в глибоких свердловинах Бориня-1-3, Бітля-1, 18, Лютня-1, 10 відзначались інтенсивні прояви горючого газу, подекуди з конденсатом. На південний схід від них вже в басейні Білого Черемошу відкрите Гринявське газоконденсатне родовище, а неподалік пробурена параметрична свердловина Семаківська-1 з газоносними горизонтами в олігоцені і нижній крейді. Отже, з точки зору перспектив газоносності практичний інтерес представляє на північному заході частина Кросненського покрову, а на південному сході і межуючи з ним – тектонічні одиниці.

Таблиця 21. Родовища вуглеводнів Кросненського покрову Українських Карпат

| Родовище  | Структура                                       | Вік            | Глибина, м | Час експлуатації | Видобуток нафти, тис. т |
|-----------|---|----------------|------------|------------------|-------------------------|
| Грозева   | Розлуцький елемент, антикліналь                 | J <sub>3</sub> | 120–360    | 1898–1950-ті рр. | Декілька сотень тонн    |
| Лімна     | Лімненська скиба і луска, антикліналь           | J <sub>3</sub> | 150–302    | 1880             | 0,069                   |
| Лопушанка | Лімненська скиба і луска, антикліналь           | J <sub>3</sub> | 200–300    | 1951–1959        | 0,7792                  |
| Ясіня     | Горганська скиба, Довжинська луска, антикліналь | J <sub>3</sub> | 100–300    | 1878             | Десятки тонн            |
| Лути      | Жденівська скиба, Північно-Лузька луска         | J <sub>3</sub> | 30–450     | 1870–1902        | 0,2531                  |
| Гринява   | Станіславська луска, антикліналь, параавтохтон  | J <sub>3</sub> | 4410–4668  |                  | Не видобувалась         |

Однак, незважаючи на значні обсяги структурно-пошукового і параметричного буріння, дотепер у Кросненському покрові, окрім Гринявського газоконденсатного родовища, інших промислових скупчень газу відкрито не було. Це значною мірою пояснюється присутністю в розрізі покрову ущільнених слабогазонасичених колекторів (напівколектори, нетрадиційні колектори), видобуток газу з яких можливий тільки за умови застосування спеціальної методики, яка поки що в Україні не впроваджувалася. Такі колектори є великим резервом газовидобувної промисловості, бо містять гігантські ресурси газу і площі їх

розвитку дуже великі. У світі, зокрема, у США і Канаді, вони вже давно розробляються, і частка газу, одержаного з таких колекторів, становить значний відсоток від загального видобутку у цих країнах. Таким чином, доцільно розглянути питання використання їх у Кросненському покриві і в Скибовій зоні з метою видобутку горючого газу та конденсату.

## 7.1. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ

**Стратиграфія.** У геологічній будові Кросненського покриву беруть участь осадові породи крейдового і палеогенового віку (рис. 139). У напрямку з ПнСх на ПдЗх у їх літолого-фаціальній характеристиці відбуваються такі суттєві зміни, що це стало причиною виділення в покриві двох окремих структурно-фаціальних одиниць – Турківського і Бітлянського субпокривів. Поступові взаємопереходи спостерігаються і вздовж простягання обох субпокривів. Загалом за типом розрізу Турківський субпокрив мало відрізняється від південних скиб Скибового покриву, а розріз Бітлянського більше тяжіє до дуклянського літотипу.

**Верхня крейда – нижній палеоцен (K<sub>2</sub>-З<sub>1</sub>).** Крейдові відклади в Турківському субпокриві (як і в південних скибах) представлені верхнім відділом – середньою і верхньою підсвітами *стрийської світи* (K<sub>2</sub>-J<sub>1</sub>str), верхи якої належать вже до нижнього палеоцену. Стрийська світа виходить на поверхню в межиріччі річок Тересля і Брустуранка у так званих Горганських складках. Для світи загалом характерне тонко- і середньоритмічне перешарування сірих і темно-сірих, нерідко вапнистих, порід: пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів, вапняків. Через 15–50 м зустрічаються пласти товстошаруватих (до 2 м) пісковиків різнозернистих, з гравієм. У середній підсвіті такі пісковики навіть домінують у розрізі, утворюючи пачки кільканадцятиметрової потужності. У верхній перевагу мають, в основному, глинисті породи, тому вона може виконувати роль покришки. Межа між підсвітами, є діахронною. Товщина світи в Турківському субпокриві сягає 1700 і більше метрів.

Верхньокрейдово-палеоценові відклади, що складають Бітлянський субпокрив, істотно відрізняються від стрийських, особливо на північно-західній його ділянці.

Там, на Сможевській структурі, вони представлені темноколірним, переважно некарбонатним середньоритмічним флішем; у його покривельній частині крім чорних аргілітів зустрічаються прошарки чорних кременистих скловатих пісковиків. На південно-східному закінченні субпокриву товща порід верхньої крейди-палеоцену *урдинської світи* нагадує стрийську світу, відрізняючись більшим вмістом пісковиків і темноколірних порід. Останні в нижній частині товщі утворюють суттєво глинисті «лолинські верстви». В їх підшві у Лолинському тектонічному вікні простежується семидесятиметрова пачка туфопісковиків, з-під котрих виходять верхи строкатої яловецької світи сеноманського віку [44]. Загальна товщина відкладів верхньої крейди-палеоцену в Бітлянському субпокриві перевищує 2500 м.



Рис. 139. Зведений стратиграфічний розріз Кросненського покрову і південно-західних скиб Українських Карпат [200]

**Палеоцен–еоцен ( $Z_{1-2}$ ).** Палеоцен-еоценовий комплекс Турківського субпокриву у межиріччі Терєбл і Брустуранки ідентичний суміжним скибам Скибового покриву. Палеоцен (тобто його верхній підвідділ) представлений *ямненською світою* зі строкатим флішем яремчанського горизонту у підошві та потужною (до 250 м) товщею масивних товстошаруватих, нерідко пористих пісковиків над ним. На ямненській світі згідно залягають породи еоценового віку, що діляться на три світи. Нижня, *манявська світа* ( $J_{2mn}$ ) складена зеленим або строкатим тонкоритмічним флішем, невапнистим (часто – кременистим), з перевагою в розрізі зелених, зрідка червоних аргілітів. Товщина світи – 150–400 м. Вищезалегла *вигодська світа* ( $J_{2vg}$ ) складена товстошаруватими пісковиками, в усьому подібними до ямненських. Вони утворюють, разом з підпорядкованими пачками тонкоритмічного флішу, потужну товщу (до 300 м). Над нею, у складі *бистрицької світи* верхнього еоцену, знову спостерігається тонкоритмічне перешарування аргілітів зелених невапнистих, кременистих пісковиків і алевролітів, іноді кварцитоподібних. Винятком є район р. Довжина (басейн Чорної Тиси) на південно-східному краю субпокриву, де у верхньому еоцені з'являються досить численні пласти товстошаруватих карбонатних, місцями кременистих пісковиків (так звана довжинська світа). У підошві бистрицької світи нерідко присутня пачка строкатого флішу, а в покрівлі – горизонт глобігерінових мер-гелів, які вінчають розріз еоцену. Товщина бистрицької світи – до 400 метрів. У північно-західній частині субпокриву пісковики ямненської та вигодської світ виклинюються, поступово заміщуючись тонкоритмічним зеленим або строкатим флішем, однотипним з яремчанськими, манявськими та бистрицькими відкладами. З ними вони з'єднуються у єдину малопотужну палеоцен-еоценову товщу, що не піддається розчленуванню, як у Розлуцькому тектонічному елементі та суміжних з ним скибах.

У Білянському субпокриві товстошаруваті пісковики утворюють єдину палеоцен-середньоеоценову піщану товщу (до 500–1000 м) з окремими пачками тонкоритмічного флішу (до 1–10 м). На ній лежить тонкоритмічна флішова товща верхнього еоцену зі значною перевагою зелених, червоних, іноді чорних аргілітів, загалом дуже подібна до бистрицької світи. Тільки в районі Репінки-Соймів у ній локально розповсюджені товстошаруваті пісковики типу довжинських. Товщина верхнього еоцену змінюється від 250 до 350 м.

**Олігоцен ( $Z_3$ ).** В обох субпокривах верхньоеоценові відклади згідно перекриваються олігоценними комплексом, котрий тут, як і в південних скибах, належить до кросненського літотипу, в якому головну роль відіграють сірі вапнисті породи. На відміну від нього менілітовий тип розрізу олігоцену характеризується перевагою чорних невапнистих порід менілітової фації. Вони складають нижню і верхню підсвіти менілітової світи, і тільки в середній домінують сірі породи. Розріз останньої починається з маркера – горизонту смугастих вапняків. Натомість, у підошвах нижньої та верхньої підсвіт простежуються горизонти нижніх і верхніх кременів. Цей тип розрізу притаманний Береговій та Орівській скибам і Бориславсько-Покутському покриву, тоді як, кросненський тип розрізу олігоцену розвинений в південних скибах і Кросненському покриві. Тут нижня частина олігоцену носить назву головецької світи (стратиграфічний

аналіз нижньоменілітової підсвіти), обсяг якої обмежується тими ж реперами: у подошві – нижньокременевим горизонтом, покрівлі – маркуючим горизонтом смугастих вапняків. Вище смугастих вапняків відзначається суцільна перевага відкладів кросненської фації. Середньо- і верхньоменілітова підсвіти та верхні кремені тут відсутні. Нижче смугастих вапняків у південних скибах і передових лусках Турківського субпокриву домінує темноколірна менілітова фація. Але вже у наступних (ПдЗх) лусках, а особливо у Біглянському субпокриві, сіра кросненська фація починає опускатися нижче вапняків, заміщуючи менілітову, товщина якої над нижнім горизонтом кременів зменшується до 100, а подекуди і до 10 м. Таким чином, нижня частина олігоценового комплексу – головоцька світа, що відповідає за віком нижньоменілітовій підсвіті, має тут цілком відмінну літолого-фаціальну характеристику. Тому немає підстав називати її нижньоменілітовою, як це роблять деякі геологи.

Для менілітової фації і в цьому типі розрізу типовою є наявність чорних чи коричневих невапнистих тонкошаруватих аргілітів. У нижній частині розрізу вони дуже тонкошаруваті («паперові»), кременисті, подекуди бітумінозні. Вони ритмічно чергуються з тонкими (0,01–0,3 м) прошарками темnobарвних дрібнозернистих пісковиків та алеволітів кременистих, іноді кварцитоподібних. Пісковики клівського типу – світло-сірі, кварцові, пористі, задовільні колектори, які значно поширені у Скибовій зоні; на противагу – у Кросненському покриві вони зустрічаються лише в перших лусках Турківського субпокриву.

Найхарактернішими для кросненської фації є сірий колір і дуже висока карбонатність порід. Аргіліти і глини бувають настільки вапнистими, що переходять у глинисті мергелі. З тої ж причини тонко- і середньшаруваті алеволіти і дрібнозернисті пісковики у більшості випадків є щільними і міцно зцементованими, часто з хвилясто-шаруватою, або тонкоплитчастою текстурою. Товстошаруваті (до 1–5 м і більше) різнозернисті пісковики зустрічаються у відкладах обох фацій, але у менілітовій вони можуть бути і карбонатними, і некарбонатними, а в кросненській – переважно вапнистими. Деякі геологи (наприклад, С.С. Круглов) вважали за потрібне у розрізі Кросненського покриву всі породи менілітової фації відносити до «менілітової світи», а всі сірі вапнисті відклади – до «кросненської». В умовах дуже сильної фаціальної мінливості, коли сіра фація знижується місцями майже до подошви олігоцену, а особливо, коли серед відкладів кросненського типу вклинюються безсистемно локальні пачки (інколи до сотні метрів) порід менілітової фації, це призводило до значних помилок у стратиграфічних, а відповідно і тектонічних побудовах. З цієї причини частина розрізу між горизонтом нижніх кременів і смугастими вапняками, яка хоч і відповідає за віком нижньоменілітовій підсвіті, але сильно відрізняється від неї фаціально, одержала іншу назву – «головоцька світа» (J<sub>3</sub>gl), а вище вапняків – верховинська (J<sub>3</sub>vr). Обидві назви відображають не фаціальну, а вікову стратифікацію розрізу, що дає можливість розібратися у складних літофаціальних і стратиграфічних взаєминах кросненських відкладів.

У Турківському субпокриві, в його передових лусках, розріз *головоцької світи* (J<sub>3</sub>gl) майже повністю представлений породами менілітової фації, але в тильних лусках він вже сильно розбавлений породами кросненського типу.



На північному заході субпокриву у верхній половині світи вже переважають товстошаруваті пісковики, і тут можна виділити дві підсвіти ( $J_3gl_1$ ,  $J_3gl_2$ ), проте у південно-східному напрямку піщана товща ( $J_3gl_2$ ) сходить нанівець і світа не ділиться. Відклади головецької світи і нижньої підсвіти верховинської світи менілітового типу представлені аргілітами чорними невапнистими, іноді тонкошаруватими (паперовими), з вицвітами ярозиту товщиною 0,03–0,25 м, які чергуються з пісковиками і алевролітами сірими і темно-сірими, дрібнозернистими, некарбонатними (від 0,07 до 0,6 м). У розрізах загалом спостерігається рівноцінне співвідношення аргілітів і пісковиків.

У Бітлянському субпокриві породи менілітової фації складають тільки нижню частину розрізу головецької світи, зменшуючись у потужності до 100 м і навіть 10 м над нижньокременевим горизонтом. Вище домінує суттєво глинистий сірий фліш кросненського типу. Варто також відмітити, що в тильних лусках субпокриву у басейнах Ріки і Теремлі над нижньокременевим горизонтом у головецькій світі спостерігаються відклади, які сформувалися під час проявів підводних зсувів і місцями захоплюють й сам горизонт. Товщина головецької світи досягає максимуму у передових лусках Турківського субпокриву, у його західній частині (до 1600–1700 м) і зменшується в південно-західному і південно-східному напрямках до 500–600 м. У Бітлянському субпокриві товщина світи змінюється від 200 до 750 м.

*Верховинська світа* ( $J_3vr$ ) починається з маркуючого горизонту смугастих вапняків, котрий має сталий стратиграфічний рівень, незалежний від літофациального характеру теригенних порід, що його оточують. Завдяки цьому він є надзвичайно важливим при геологічному картуванні олігоценових відкладів, їх стратифікації та вивченні складених ними структур. Крім тонкоплитчастих смугастих вапняків, у горизонті присутні прошарки (до 0,1 м) масивних пелітоморфних вапняків шоколадного кольору. Це так звані стрічкові їх різновиди. Коли вапняки майже не мають теригенних прошарків, товщина горизонту може змінюватися від кількох сантиметрів до двох метрів. Коли ж вони роз'єднані теригенними породами, загальна товщина горизонту зростає до 17–20 м. У Турківському субпокриві і південних скибах верховинська світа ділиться на три підсвіти з досить чіткими, хоч і дещо діахронними контактами: нижню (губоритмічний фліш) ( $J_3vr_1$ ), середню (середньоритмічний фліш) ( $J_3vr_2$ ) і верхню (тонкоритмічний глинистий фліш) ( $J_3vr_3$ ).

У складі нижньоверховинської підсвіти головну роль відіграють товстошаруваті (від 1 до 10 м) різнозернисті пісковики, переважно вапнисті. Слабоцементовані відміни можуть бути добрими колекторами. Пласти пісковиків перешаровуються сірими вапнистими аргілітами або пачками тонко- чи середньоритмічного чергування порід кросненського типу. У низах підсвіти зустрічаються прошарки порід менілітової фації. Найбільша товщина підсвіти (до 1400 м) спостережена в західній частині передових лусок субпокриву.

Середньоверховинська підсвіта вирізняється рівномірним середньоритмічним чергуванням сірих вапнистих пісковиків (0,25–0,5 м), алевролітів (0,1–0,25 м) і аргілітів (0,25–0,5 м). Зрідка зустрічаються прошарки менілітових порід. Товщина підсвіти досягає 1100 м (на тій же ділянці субпокриву).

Верхньоверховинська підсвіта складена таким само набором порід кросненської фації, але зі значною перевагою аргілітів, глин і глинистих мергелів тонко-, середньо- і товстошаруватих (від 0,05–0,1 м до 1–3 м товщиною). Вони перешаровуються дуже тонкими (0,01–0,1 м) прошарками алевролітів, часто тонкопластичними. Нечисленні дрібнозернисті пісковики рідко перевищують 0,15–0,2 м. Відома товщина підсвіти перевищує 650 м.

Найбільша загальна товщина верховинської світи зафіксована у передових лусках Турківського субпокриву, у його північно-західній частині, де вона досягає 2750 метрів. Разом з головецькою світою товщина олігоценового комплексу становить майже 4200 метрів. Це в три-чотири рази перевищує товщини однотипного комплексу у суміжних скибах. Такий стрімкий стрибок потужностей свідчить про велику амплітуду насування Кросненського покриву на Скибовий.

Переходячи до опису верховинської світи Бітлянського субпокриву доречно нагадати, що уявлення геологів про повсюдне залягання «кросненської світи» на менілітових відкладах і невідмінний її поділ на три підсвіти виникло при вивченні розрізів південних скиб і Турківського субпокриву, де олігоцен більш-менш задовільно стратифікується за літологічними критеріями. У Бітлянському субпокриві це не спрацьовує через складні, нерідко мозаїчні взаємопереходи менілітової і кросненської фації між собою на різних стратиграфічних рівнях. Спроби застосувати тут критерії розчленування у Турківському субпокриві, призводили до помилок структурного порядку, коли синклінали інтерпретувались як антиклінали і навпаки. Виявлення нового репера – горизонту смугастих вапняків – дозволило у процесі геологічних зйомок вивчити стратиграфічну послідовність і закономірності літофаціальних змін кросненських відкладів південної частини Кросненської зони від держкордону з Польщею до р. Ріка. Ретельне їх простежування показало, що ця «зона з рисами автохтонності» (за С.С. Кругловим) насправді є звичайним для Карпат лусково-насувним тектонічним покривом. Вивчення в його межах літофаціальних відмін олігоценових відкладів та їх положення відносно вапняків, показало необхідність виділити його південні луски в окремий «Бітлянський» субпокрив. Пізніше самотутність цього субпокриву була підтверджена вивченням на південному сході давніших відкладів.

У Бітлянському субпокриві верховинська світа представлена тільки нижньою і середньою підсвітами. Причому, середня підсвіта зберіглася від розмиву тільки у північно-західній частині субпокриву у басейні р. Уж, а верхня – в Українських Карпатах взагалі відсутня.

Нижньоверховинська підсвіта у бітлянському підтипі кросненської фації відрізняється сильною глинистістю розрізу (до 80 % аргілітів проти 10–20 % у турківському). У ній переважають сірі аргіліти, глини і мергелі, внаслідок чого ця частина нижньоверховинської підсвіти набирає вигляду, властивого для верхньої або середньої підсвіт «класичного» розрізу Турківського субпокриву і південних скиб. Така схожість не одноразово приводила прибічників «літологічної» стратиграфії до помилок, коли за «верхне кросно» приймалися сірі глинисті відклади нижньої підсвіти, а деколи і головецької світи. Товстошару-

ваті грубозернисті пісковики, що складають всю нижню підсвіту «класичного» розрізу, у Бітлянському субпокрові компактно спостерігаються лише у верхній, припокрівельній частині підсвіти. Так, у лусці Сянки, де зберігся найповніший розріз світи, вони складають досить потужну пачку – 350 м, але це лише одна п'ята частина від загальної потужності підсвіти. Проте, і таку товщину ця пачка має лише у верхів'ях Ужа і Сяну, а східніше вона поступово виклинюється і за р. Тереля зникає.

На південь від Сянківської луски аж до насуву Дуклянського покрову в усіх наступних лусках нижня, глиниста частина підсвіти ускладнена підводнозсувними явищами, сукупність яких створює вельми потужну олістострому. Її характерними складниками є, у переважно глинистій товщі (матриці) ускладненій дрібною оповзневою складчастістю лінз (іноді до 100–200 м товщиною) зсувних брекчій, конгломератів, гравелітів, товстошаруватих, погано сортованих пісковиків і, головне, олістолітів (зсувних блоків, які походили з давніших відкладів, що складали берег Кросненського олігоценового моря). Розміри їх коливаються від кількох до кількох сотень метрів, а в басейні р. Уж зафіксований олістоліт крейдового віку довжиною майже 2000 м. Вік порід, що складають олістоліти, різний – від нижньої крейди до нижнього олігоцену, а літологічний характер їх значно відрізняється від тих, які складають фронт Дуклянського покрову. Це є одним із важливих аргументів на користь того, що не його насування стало причиною формування олістостроми і джерелом зносу олістолітів, як вважають деякі геологи. Імовірніше, олістоліти походили з кордільєри (у вигляді ланцюга островів), яка знаходилася у Кросненській частині флішового моря. Олісто-строма тепер простягається не суцільною смугою, а локальними виходами, але на одному стратиграфічному рівні (над смугастими вапняками, в нижній третині підсвіти). Товщина нижньоверховинської підсвіти, як і в Турківському субпокрові, досягає 1400 м.

Середньоверховинська підсвіта, подібно «класичним» розрізам Турківського субпокрову, у бітлянському підтипі представлена рівномірним середньоритмічним чергуванням сірих, сильно вапнистих аргілітів, алевролітів, дрібнозернистих пісковиків і мергелів. Вони нормально лежать на піщаній пачці, що завершує розріз нижньої підсвіти. Середньоверховинські відклади збереглися тільки у розрізі луски Сянки. На решті території субпокрову вони зрізані ерозією. Відома товщина підсвіти – дещо більше 500 м.

**Тектоніка. Кросненський покрив.** Розуміння того, що Карпати є складчастопокровною спорудою, існує вже давно. Але Кросненську зону, розташовану між Скибовим і Дуклянським покровами, довго уявляли як велику від'ємну структуру типу прогину, заповнену наймолодшими відкладами (олігоцену). Це відбивалося в назвах зони: «Центральна карпатська депресія», «Центральна синклінальна зона», «Центральний карпатський синклінорій» тощо. Малося на увазі, що суміжні одиниці зазнали покривних рухів, а Кросненська залишилася автохтонною, прогнutoю ділянкою від кінця олігоцену донині. Рецидиви таких уявлень відомі і на сучасному етапі вивчення Карпат. Наприклад, в пояснювальній записці до тектонічної карти УкрДГРІ м-бу 1:200 000 сказано, що на південному сході цієї «єдиної в Карпатах не алохтонної (?) тектонічної

зони» їй властиві «риси автохтонності» [133]. Існувало також розуміння терміну «Кросненська зона» (або «зона Кросно») як такого, що зазначає зону розповсюдження кросненської літофації олігоцену. У такому разі до неї приєднували ще й південні скиби Скибового покриву і власне по них проводили північну межу зони на відрізку від польського до румунського кордону. Отже, на тектонічній карті присутня розпливчата (або, як зазначено в цитованому уривку, «умовна») літологічна межа (якої в принципі не має бути на тектонічній карті і яка проведена нібито за різким збільшенням товщини кросненських відкладів). Насправді, як свідчить фактичний матеріал, ніякої різкої зміни товщини в місці проведення цієї межі немає. Спостерігається поступове збільшення товщини цих відкладів в південно-західному напрямку. Натомість, стрибкоподібна зміна цього параметра зафіксована значно південно-західніше, на межі двох покривів (а не зони і покриву – Кросненської і Скибового). Тут у Кросненській одиниці товщина олігоцену різко збільшується (у північно-західній частині) у 2,5 рази порівняно з олігоценом південних скиб [200, 201].

Зближення на сучасному етапі олігocenових відкладів, хоча й належних до одного літотипу, товщини яких стрибкоподібно змінюються, є свідченням горизонтального переміщення дуже великої амплітуди, що й є власне критерієм для виділення покривних одиниць, у даному випадку Кросненського покриву – насувної структури першого порядку. Доповнює цей висновок те, що між Кросненським і Скибовим покривами на території Польщі розташована крупна тектонічна одиниця I-го рангу – Субсілезький покрив (або, як його іменують польські геологи, Підшльонська одиниця). Останній трасується від території Чехії на заході до майже українсько-польського кордону, перекриваючись місцями повністю насувами більш південних тектонічних одиниць і зникає з денної поверхні всього на 27 км північно-західніше території України, знаходячись на нашій території під Кросненським покривом.

Ця обставина також характеризує Кросненську одиницю як насувну структуру, а не пасивну південно-західну окраїну Скибового покриву – Кросненську зону. Крім того, з фронтальною частиною Кросненського покриву почергово косо контактують скиби Славська, Рожанки і Зелем'янки (контакт тектонічний), що також підтверджує його ранг як одиниці I-го порядку.

До речі, термін «зона Кросно» замість невдалої назви «Центральна Карпатська депресія» запропонував у 1949 р. О.С. Вялов як область поширення кросненських верств [17, 18]. Однак, ця назва відноситься до всієї ділянки Карпат, заповненої кросненськими відкладами, які знаходяться ще і в Скибовому і Дуклянсько-Чорногорському покривах, а в такому розумінні «зона Кросно» не тектонічна, а літолого-фаціальна одиниця.

У тому ж 1949 р. М.Р. Ладиженський поле розповсюдження кросненських відкладів розділив на дві частини: північну (Скибові Карпати), де розвинута іноцерамова фація верхньої крейди (тобто стрийська світа), і південну із сілезькою фацією, на яку в свою чергу насунуті Ужок-Дуклянські складки. Північне обмеження південної частини він пропонував проводити на території України по границі елемента, який тепер має назву Розлуцького. Відзначалося: «для нововведенной зоны ... не подходит наименование «зона Кросно» и

необходимо замінити його, или же в понятті «зона Кросно» ввести умовність (тобто розуміти цей термін як позначення тектонічної одиниці, а не літолого-фаціальної. – *Авт.*). В последнем случае это может вызвать недоразумение, когда одни исследователи будут учитывать её, а другие сохранят наименование в старом состоянии. Поэтому предлагается ввести для нововыделённой зоны Карпат наименование «Центральные Карпаты» [81, 82]. Ця назва не отримала визнання, проте розпливчастий термін Кросненська зона тепер замінений на цілком конкретний – Кросненський покрив.

За різко відмінними літотипами крейди-палеогену Кросненський покрив ділиться на два субпокриви, на межі яких літотипи тепер зближені: Турківський і Біглянський.

**Турківський субпокрив** складається (з північного сходу на південний захід) з Грозівської, Лімненської, Горганської та Опорецької скиб. На північному заході у фронті насуву субпокриву на Скибовий покрив від польсько-українського кордону майже до верхів'я р. Опір простежується на 86 км вузький (ширина 0,3–1,0 км) *Розлуцький тектонічний елемент* (смуга у складі однієї або двох лусок), північним обмеженням якого є насув Кросненського покриву на Скибовий [197, 198]. Площина насуву дуже похила. Так, картувальна свердловина № 62 площі «Лімна», пробурена в с. Лосинець на 50 м південно-західніше насуву, пройшла 18 м по строкатоколірних породах палеоцен-еоцену і під ними розкрила середньоверховинські відклади олігоцену Славської скиби, тобто кут площини насуву дорівнює приблизно  $10^\circ$ . Південна межа елемента виражена майже вертикальним поздовжнім порушенням, яке, наприклад, структурно-пошукова свердловина Турка-3 не зустріла навіть і на глибині 1750 м. Це порушення відокремлює Розлуцький елемент від Грозівської скиби. Про те, що це вертикальний розрив, а не насув, свідчить контакт молодших ланок олігоцену Грозівської луски з еоценовими або ранньоолігоценовими відкладами Розлуцького елемента на всій протяжній ділянці їх розвитку. Отже, Розлуцький елемент – це відчленована розривом частина цієї луски. Він і однойменне вертикальне порушення (унікальні явища в Карпатах за амплітудою і протяжністю) сформувався у процесі утворення Кросненського покриву, ще до завершення горизонтальних переміщень, на що вказують поперечні, молодші розриви (скидо-зсуви), які розтинають сам скид і Розлуцький елемент. Те, що скид розриває тіло тільки Кросненського покриву, а не простежується в його піднасуві, а відтак, що він безпосередньо не пов'язаний з розломом у фундаменті, свідчать матеріали сейсморозвідки [215]. Вони впевнено фіксують скид у верхній частині флішового комплексу і повну відсутність його на глибині. На геологічних розрізах видно, що скиби Славська і Рожанки, які межують з Розлуцьким елементом, зазнали в процесі покривоутворення сильного стиснення, на що вказують вельми круті (до закидання на південний захід) поверхні їх насувів. Мабуть, це й було причиною утворення майже вертикального поздовжнього розриву у фронтальній частині Кросненського покриву. Скоріше за все, це частина дуже дислокованого, коробленого склепіння антиклінальної складки у фронті Грозівської луски.

Розлуцький елемент і скид у граничному південно-східному районі свого

розвитку «виходять у повітря» і далі у цьому напрямку не простежуються, а це ще один аргумент на користь того, що цей диз'юнктив порушує тільки Кросненський покрив, а не підстелюючі його верстви, тобто він не пов'язаний з розломом у фундаменті.

*Грозівська скиба* простежується від польського кордону до верхньої течії р. Мокранка на південному сході на віддалі 120 км. З південного заходу вона обмежена насувом Лімненської скиби, а на південний схід від р. Мокранка по простяганню занурюється під насув Горганської скиби, повністю перекриваючись нею. Ширина скиби змінюється від 0,8 до 5,0 км. Звуження скиби простежується на ділянці зміни її простягання з субкарпатського на субмеридіональне. Скиба складається з декількох лусок, найбільша з яких Грозівська, яка трасується через всю скибу. У складі луски на денній поверхні переважають породи олігоцену і тільки на південному сході виходять давніші відклади в антикліналі Вишківського Горгану до верхньої крейди включно (стрийська світа).

*Лімненська скиба*, як і Грозівська, простежується від польського кордону до р. Мокранка. З південного заходу на неї насунута Опорецька скиба, а там, де остання тектонічно виклинюється, – розташована північніше Опорецької Горганська скиба, якою вона повністю перекривається. Ширина скиби змінюється від 2,5 до 8 км. Скиба складається з кількох лусок, найбільша з яких Лімненська. На північному заході в межах луски закартовані фрагменти антикліналі з породами головецької світи в ядерній частині, з частково збереженим склепінням і північно-східним крилом – Вовченська структура, яка розділена поперечними порушеннями (зсуво-скидами) на ряд тектонічних блоків.

Південно-західніше Лімненської присутні вузькі *Хащівська* і *Чарненська луски*. В межах останньої відома неширока (0,4–0,5 км) однойменна антиклінальна, майже симетрична складка, виповнена породами нижньовержовинської світи. Пісковики останньої на території Польщі містять промислові поклади високоякісної нафти – родовище Чарна.

Наступна на південний захід – *Горганська скиба*. На денній поверхні розповсюджена, починаючи від Славська на південний схід на відстань 100 км. З південного заходу вона межує з Опорецькою скибою, яка на північний захід від Славська перекриває її. У південно-східному напрямку вона трасується до району Ясіні, де пірнає під Дуклянсько-Чорногорський покрив. Ширина скиби – від повного виклинювання до 18 км в басейні р. Брустуранки. Скиба складається з таких великих лусок (з північного сходу на південний захід): Північнодовжинської, Довжинської, Станіславської, Ялинкуватської і Брустуранської. На відміну від інших скиб, тут значно більше розповсюджені до-олігенові відклади вікового діапазону верхня крейда-еоцен, внаслідок чого горганську ділянку деякі геологи відносять до Скибової зони. Насув Горганської скиби, який у південно-східному секторі одночасно є і насувом Кросненського покриву, має на денній поверхні сильно диференційовану конфігурацію, цілком залежну від рельєфу місцевості. Це свідчить про дуже полого, субгоризонтальну поверхню насуву.

У *Довжинській лусці* простежена однойменна антиклінальна складка, яка продовжується на 42 км від межиріччя Мокранки і Брустуранки до с. Лазещини

і с.м.т. Ясіні на південному сході. В ядрі складки виходять породи палеоцен-еоцену. Від р. Довжини (басейн р. Чорна Тиса) складка поступово занурюється на південний схід і давніші породи нарощуються олігоценом, спочатку головецькими, а потім і нижньовержовинськими відкладами. Через 14 км в цьому ж напрямку складку перекриває Дуклянсько-Чорногорський покрив. Максимальна ширина складки в Ясінській котловині – 5 км.

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

*Ялинкуватська луска* розвинена в стокілометровому інтервалі від Тухольки до Ясіні, де вона перекривається насувом Бітлянського субпокриву. Судячи зі звивистої в плані лінії насуву цієї складки, він дуже пологий. Про це свідчить і наявність Торунського піввікна (1,2Ч3 км), в якому виходять породи параавтохтону – олігоцен Лімненської луски. Максимальна ширина Ялинкуватської луски – 5 км. У її складі переважають породи палеоцен-еоцену. У південно-східному секторі луски виділяється Лопуховська антикліналь.

*Брустуранська луска* має дещо меншу протяжність порівняно з Ялинкуватською (84 км). З південного заходу з нею контактують Опорецька скиба, а на більшій частині площі її поширення – Бітлянський покрив. Найбільша ширина луски фіксується в її північно-східній частині в Бойківському сегменті – 8 км. Переважаючим компонентом у скибі є породи, давніші від олігоцену.

*Опорецька скиба* виділяється у північно-західній частині Турківського субпокриву, від польсько-українського кордону до с. Новоселиця, де вона обмежується поперечним розривним порушенням від Голятинської структури і далі на південний схід не продовжується. Вона складається з двох лусок (з північного сходу на південний захід): Ропавської та Яблунівської. Ропавська крупна, дуже протяжна луска. Її ширина збільшується загалом у південно-східному напрямку з 1,5 до 3,5 км. На більшій частині площі луски вона складена відкладами нижньовержовинської світи. У південно-східному секторі більшого розвитку набувають породи головецької світи. У районі Опорця відклади Ропавської луски насунуті на одновікові породи Ялинкуватської луски Горганської скиби. Це широке поле головецької світи в складі двох лусок картували як нормальну «Опорецьку антикліналь» [222], після чого тут навіть проводилось структурно-пошукове буріння. Насув Ропавської луски дуже пологий, що ілюструє геологічний розріз, проведений через Боринську площу.

*Бітлянський субпокрив* насунутий з південного заходу на тильну частину Турківського і відрізняється від останнього літофаціальною своєрідністю всього розрізу – від верхньої крейди до олігоцену. Це вказує на відмінні умови формування осадових в обох, колись дуже віддалених просторово, частинах басейну осадконагромадження, зближених тепер. Звідси випливає, що його насув на

Турківський субпокров мав значну амплітуду і виділення його як тектонічної одиниці II-го рангу цілком обґрунтоване.

З південного заходу субпокров обмежений Дуклянсько-Чорногорським, а в перетині – Ясіні і Буркутським покровами. Він простежується від українсько-польського кордону, де має найбільшу ширину (19 км), до басейну р. Білої Тиси. У Лемківському і частині Бойківського сегмента, аж до району Міжгір'я, на денній поверхні в складі субпокрову переважають олігоцені відклади. Південно-східніше домінують породи крейди-еоцену. Цю частину Бітлянського субпокрову виділяли під назвою Близницької [8], Свідовецької [17] і залучали до Дуклянської чи Чорногорської зон як підзону, і тільки деякі геологи припускали перехід Свідовецької одиниці в Кросненську зону (власне в Бітлянський субпокров) [133]. У складі субпокрову виділяють три скиби: передову Сможевську, Воловецьку і Жденіївську.

*Сможевська скиба* складається з декількох лусок. На північному заході, від зовнішнього краю субпокрову це: Боринська, Нижньо- і Верхньотурівські, а також Яворів-Пилипецька луски, в яких розвинені олігоцені відклади. У південно-східному напрямку луски поступово підносяться і в трьох з них на денній поверхні у басейні р. Стрий з'являються давніші породи палеоцен-еоцену, а в Яворів-Пилипецькій лусці – навіть верхньої крейди. Раніше виходили цих доолігенових порід об'єднували під назвою «Сможевська» структура. З південного сходу вони обмежуються протяжним і амплітудним скидо-зсувом субмеридіонального простягання, за яким на поверхні присутні вже тільки дві південні луски: Яворів-Пилипецька і Верхньотурівська. У першій з них в районі с. Яворів біля Ужоцького перевалу закартована перспективна Бітлянська структура. Вона являє собою південно-західне крило флексуроподібної структури, передова частина якої зрізана насумом, через що піщані горизонти низів олігоцену ізольовані від денної поверхні (як екран виступає фронтальний насум Яворів-Пилипецької луски). Ще далі на південний-схід, північніше внутрішніх лусок скиби на просторовому продовженні Боринської луски розташована відома в геологічній літературі Голятинська антикліналь, в ядрі якої виходять темноколірні відклади, літологічно подібні до найдавніших порід Сможевської ділянки. У районі Колочави (басейн р. Теремлі) Голятинська складка, яка представляє тут Сможевську скибу, перекивається насумом Воловецької скиби.

У *Воловецькій скибі*, починаючи від кордону з Польщею, розташовані три крупні луски: Сянківська, Либхорсько-Вепровецька і Ужоцько-Абранська. Найбільш протяжна і широка є друга луска. У перетині с.м.т. Міжгір'я ширина її становить 8,5 км. Там луска розділена на декілька блоків низкою крутих різноорієнтованих розривів. Південно-східніше цього району з під олігоцену стратиграфічно згідно виходять послідовно відклади еоцену, палеоцену, а далі й верхньої крейди. Загалом Свідовецька ділянка Бітлянського субпокрову є південно-східним продовженням Сможевської і Воловецької скиб.

У межиріччі Брустуранки, Чорної і Білої Тиси північно-східна частина Свідовецької ділянки, яка ймовірно відповідає Сможевській скибі, набуває покривного характеру, якщо судити з її будови і звивистої в плані лінії її насуму на Турківський субпокров. Між населеними пунктами Ясіня і Кваси по р. Чорна



Тиса і її притоках Тростянцю і Кевеле Бітлянський субпокровив з південного заходу обмежений насувами Кросненського субпокрову і Буркутського покрову, а з південного сходу – дуже пологим Петроським півостанцем останнього. У потоці Кевеле, р. Чорній Тисі і в нижніх течіях правих приток цієї річки Трофанця і Гропянця відслонюються давніші ланки верхньої крейди – лолінська світа. До речі, послідовна поява дедалі давніших порід, починаючи від Міжгір'я на південний схід, підтверджує висновок про належність Свидовецької ділянки до Бітлянського субпокрову.

У районі потоку Свидовець на північ від пісковиків урдинської світи розповсюджена смуга нижньокрейдових відкладів Говерляньського субпокрову. На підставі такого просторового розміщення вважалося, що Свидовецька одиниця насунута на Говерляньську [177]. Ця точка зору була причиною появи багатьох варіантів стикування тектонічних одиниць в центральній частині Зовнішніх Карпат, які виявились хибними. Варіант, що Говерляньський субпокров був насунутий на Свидовецьку одиницю, раніше ніким не розглядався.

Аналіз матеріалів геологічної зйомки дав підстави В.В. Кузовенку і В.Є. Шлапінському для висновку, що Бітлянський субпокров не насунутий на Говерляньський, а навпаки – перекивається ним [225]. Про це свідчить зокрема і те, що по р. Чорна Тиса і правих притоках потоку Свидовець на контакті обох одиниць спостерігається падіння порід на північний схід. Якщо б насунувся Бітлянський субпокров, то спостерігалось б падіння порід на південний захід. Наявність низки тектонічних останців, представлених темноколірними шипотськими відкладами нижньої крейди, які лежать на породах верхньої крейди-палеоцену (урдинська світа) Свидовецької одиниці (вперше вони були закартовані П. Царненком), підтверджує цей висновок. Ці останці, розкидані безладно на вершинах гір в басейнах р. Середньої Ріки і Косівської, без сумніву є фрагментами Красношорського субпокрову. Один такий останець, який виділив В.Є. Шлапінський, найбільш висунутий на північ, розташований у верхній течії лівої притоки Свидовця на північних схилах г. Близниці. Він просторово наближений не до Красношорського, а до Говерляньського субпокрову.

Літологічна однотипність цих останців, подібність стилю тектоніки обох субпокровів (дрібні луски і складки) та очевидна можливість існування до процесу ерозії єдиного чохла з нижньою крейдою у підніжжі, який незгідно перекивав породи урдинських верств і палеоген Свидовецької ділянки Бітлянського субпокрову, дають підставу вважати Говерляньську і Красношорську одиниці субпокровами єдиного Дуклянсько-Чорногорського покрову, розмежованими у сучасному структурному плані в басейні Чорної і Білої Тиси тектонічним піввікном.

Для тектоніки Свидовецької ділянки Бітлянського субпокрову, порівняно з Говерляньською і Красношорською одиницями, характерна значно менш інтенсивна складчастість. Особливо добре це видно у Кевелівському тектонічному піввікні, біля Петроського виступу. Тут кути падіння порід верхньої крейди зазвичай не перевищують 10–25°, а стратиграфічна межа між лолінською та урдинською світами простягається з півдня на північ, ніби підкреслюючи центриклінальне замикання Бітлянського субпокрову. У південно-східному напрямку

він занурюється під Петроський виступ, потім на короткій відстані з'являється на поверхні у Лолінському тектонічному вікні. Подальше простягання його на схід залишається невідомим. Можливо, саме в цьому вікні, розташованому між Буркутським покривом і Говерляньським субпокривом, Бігляньський субпокрив завершується. Однак не виключено, що під насувом Говерляньської одиниці він простягається далі на південний схід. Цікаво, що на продовженні цих одиниць вже на території Румунії між зонами Аудія і Теляжен (аналогами Чорногорського і Буркутського покривів) присутня зона Макла-Загон, яка має таке ж просторове положення, що і Бігляньська одиниця.

*Жденівська скиба* – найпівденніша одиниця Бігляньського субпокриву. З південного заходу вона обмежується насувом Дуклянсько-Чорногорського покриву. Протяжність скиби близько 50 км (від польсько-українського кордону до району Воловця). Вона складається з трьох лусок: Гусненсько-Буковецької, Волосянсько-Підполозівської і Північнолузької [197, 198]. Підставою для виділення скиби є дуже пологий насув її передової луски на тильну частину Воловецької скиби, якщо судити зі звивистої лінії насуву, що свідчить про значне її переміщення, а отже про доцільність такого виділення.

Усі три луски цієї скиби розвинені тільки в північно-західній частині Карпат. Вони порівняно вузькі (в середньому ширина їх становить 1,5 км). Дві передові луски виповнені на денній поверхні породами олігоцену. У їх фронтальних частинах локально виходять породи головецького горизонту (поблизу польської території), а в тильних – більшу частину площі лусок займають нижньовержовинські відклади.

У південно-західній лусці скиби – Північнолузькій – по р. Уж і її лівих притоках, ручаях Тихому і Сухому, виділяється однойменна антиклінальна складка. В ядерній її частині виходять переважно глинисті утворення верхнього еоцену, а на північно-східному крилі – породи олігоцену.

***Передчорногорська тектонічна одиниця.*** Луска *Породчин-Ропочел*. На північний схід від Довжинської луски Турківського субпокриву між Яблунцею та Ворохтою закартована передова луска Горганської скиби – Північнодовжинська. У її фронтальній частині присутні породи головецької світи олігоцену, а в тильній – нижньовержовинської підсвіти. Протяжність луски близько 15 км, а максимальна ширина – 2 км. У північно-західному напрямку вона перекривається Довжинською лускою, а в південно-східному – в районі Ворохти в басейні потоку Породчин (ліва притока р. Прут) ця луска незгідно контактує з іншою, також складеною олігоценом (того ж віку). Попри видиму ідентичність обох лусок, вони не є продовженням одна одної. Луска під назвою Породчин-Ропочел виділена В.Є. Шлапінським внаслідок переінтерпретації даних геологічних зйомок [178, 223, 224], структурно-пошукового буріння [217], літературних даних [41, 42, 143] та за власними детальними спостереженнями. З південного заходу на неї насунуті крейдово-палеогенові відклади Скупівського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву, а з північного сходу вона межує з лусками скиби Рожанки. Протяжність її близько 70 км від Ворохти на північному заході до потоку Ропочел біля українсько-румунського кордону. У фронтальній частині луски містяться породи головецького горизонту або нижньовержовинського

підгоризонту олігоцену. Наприклад, по р. Прут, нижче за течією від турбази «Заросляк» інтенсивно дислоковані глинисті утворення верхнього підгоризонту контактують з південного заходу із сильно тріщинуватими, сірими, вапнистими пісковиками (товщина окремих пластів від 0,5–0,7 до 2,5 м), які не характерні для звичайного верхньоворховинського літотипу. Пісковики різнозернисті, до гравелітів, перешаровуються з сірими аргілітами і алевролітами. Після великої перерви у відслоненості (близько 0,5 км), в руслі Прута знову виходить пачка товстошаруватих пісковиків, а ще на 10 м вище за течією і розрізом – маркуючий горизонт смугастих вапняків. Над вапняками лежать породи, які літологічно нагадують середньо верхньоворховинський підгоризонти олігоцену. На 50–60 м вище смугастих вапняків у сіро- і темноколірних, сильно перетертих глинах фіксуються уламки пісковиків, брили гравелітів з гравієм кварцу, лінзи зелених і червоних аргілітів та брили темно-сірих і зеленувато-сірих пісковиків, брекчійованих, зі смолистою бітумною речовиною по тріщинах. Товщина олістостромової пачки – 50 м. Вище по ріці, після невеликої перерви виходять сірі аргіліти і алевроліти олігоцену.

Якщо виходити з того, що смугасті вапняки маркуючого горизонту на всій території Скибового і Кросненського покривів розташовані у підшві нижньо- ворховинської підсвіти, то розріз по Пруту (вище за течією від верхньоворховинських відкладів скиби Рожанки) слід відносити до головецької світи олігоцену. Все, що знаходиться вище по розрізу від горизонту смугастих вапняків, незалежно від літологічного характеру, треба відносити до нижньоворховинської підсвіти, разом з олістостромовим горизонтом.

Залучити весь описаний розріз до верхньої підсвіти ворховинського комплексу луски Рожанки не дозволяє той факт, що в інших районах Карпат, де він поширений, у його розрізі не відзначено виходів смугастих вапняків. До того ж описані товстошаруваті пісковики контактують з глинистими відкладами верхньоворховинської підсвіти південно-західного крила синкліналі, тобто вони мали б бути виявлені і на північно-східному крилі складки, а вони там відсутні. Отже, контакт між пісковиками (головецька світа) і верхньоворховинською підсвітою тильної луски скиби Рожанки аномальний – насув.

Крім розрізу по р. Прут, олістострома перед Чорногорським покривом зафіксована в потоці Породчин (р-н селища Ворохта), по правій притоці р. Прут в районі турбази Заросляк, по Чорному Черемошу в урочищі Красник, по потоках Ріпень і Полонистий (на південь від м. Путила Чернівецької області) та по струмку Ропочел (басейн р. Сучави на кордоні з Румунією). Олістостромові горизонти в Краснику, Ріпені і Ропочелі раніше описували, щоправда в складі верхньоворховинської підсвіти, С.Є. Смірнов і А.Д. Грузман [41]. В усіх випадках у складі олістостроми, крім глинистого матриксу, присутні уламки і брили порід верхньої крейди та палеоцен-еоцену (зелені міцні пісковики, зелені і червоні аргіліти) і нижнього олігоцену (чорні аргіліти і кремені).

По Чорному Черемошу в урочищі Красник, неподалік від скупівського насуву В.А. Шакин і Я.М. Сандлер описали виходи гіпсів серед сірих порід кросненського типу [147]. Пізніше у 1981 р. А.Д. Грузман і С.Є. Смірнов зазначили там же в руслі невеликої притоки Чорного Черемоша, на 150 м вище її

устя декілька ізольованих ділянок з дислокованими темно-сірими, масивними глинами з прошарками гіпсу (до 3–5 см) і тонкими пластами пісковиків [41]. Цей матрикс містить олістоліти зеленувато-сірих і червоних мергелів та сірих пісковиків. Матрикс віднесли до середньокросненської підсвіти. Крім того, в складі олістостроми описані чорні менілітові аргіліти. В уламковому матеріалі зустрічаються асоціації планктонних форамініфер середнього-верхнього еоцену, а в матриксі – перевідкладені еоценові комплекси і одиничні форамініфери, характерні для відкладів верхнього олігоцену і нижнього міоцену. Другий вихід олістостромового горизонту ці дослідники описали в лівому відгалуженні потоку Ріпень (ліва притока р. Путила), який вони іменують потоком Стайки (насправді – Полонистий). Там в лусці, складеній послідовно породами головецького і верховинського комплексів скиби Рожанки, південно-західніше від них відслонюється товща середньо- і верхньокросненської світ:

- перешарування сірих, блакитних і темно-сірих вапнистих аргілітів і глин з підпорядкованими тонкими пластами пісковиків (більше 140 м);
- алевритисті аргіліти сірі, масивні, з менілітовим вивітрюванням (20–25 м);
- глини і аргіліти сірі і темно-сірі, блакитні, вапнисті з поодинокими тонкими прошарками пісковиків (80–90 м).

У цьому розрізі на 10–15 м нижче другої пачки Г.Д. Досин [44] зафіксував горизонт (1,0–1,5 м) кислих «ліпаритових туфів», які він зіставив з чечвинськими туфами верхньоменілітової підсвіти. Покрівельна частина третьої пачки представляє собою олістострому товщиною близько 30 м. У сірих глинах включені уламки глобігерінових мергелів, чорних аргілітів менілітової світи, пісковиків і червоних аргілітів. Розміри уламків від 3–5 до 30–50 см. В уламковому матеріалі знайдені еоценові комплекси планктонних форамініфер, а з сірих аргілітів середньокросненської підсвіти під горизонтом туфів визначені форамініфери, які на думку автора, вказують на нижньоміоценовий вік вмисних порід.

А.Д. Грузман і С.Є. Смірнов [41] на підставі визначення мікрофауни та положення олістостромового комплексу безпосередньо над горизонтом гіпсів і на 130–150 м вище туфового горизонту, можливого аналога чечвинських туфів Північних Скиб, зробили висновок про його локалізацію в розрізі верхньокросненської підсвіти верхньоегенбурського віку. Горизонт має характер репера, а туфи визначають положення підосви верхньокросненської підсвіти нижнього егенбургія. На підтвердження цього висновку дослідники наводили такі аргументи:

1. Подібно до описаних розрізів олігоцен-міоцену, перед Чорногорським насувом на території України, в Румунії перед покривами Аудія, Теляжен і Макла (перші два відповідають Чорногорському і Буркутському покривам, а третій не має відповідників в Українських Карпатах), в нижньоміоценових відкладах покриву Таркеу (аналог південних скиб Скибового покриву) з перервами на віддалі 300 км простежено олістострому Слон, яка перекривається гіпсами Сарата і залеглими вище верствами Корна.

2. Загіпсованість верхньокросненських відкладів присутня і в Польських Карпатах.

далік Черногорського насуву, біля дороги Верховина-Буркут відслонюється горизонт смугастих вапняків, локалізований, імовірно, дещо нижче по розрізі від гіпсів і олістостроми, який згадані геологи не зауважили. У потоці Полонистому фіксується така послідовність порід: вище середньоверховинської підсвіти відслонюється сіроколірна товща верхньої підсвіти. На 150 м вище його підосви видно темноколірну вкладку, яка складається з аргілітів темно-сірих і чорних кременистих, менілітового типу, а також аргілітів сірих і темно-сірих, вапнистих. У низах цієї товщі присутній горизонт чорних ріолітових туфів. Ще вище темноколірна пачка (товщина її тут становить не 20–25, а близько 100 м) стратиграфічно згідно перекривається сірими глинами верхньоверховинської підсвіти. Те, що ця пачка є нормальним складником описаного розрізу, свідчить наявність таких само темноколірних порід у складі верхньоверховинської підсвіти більш північної луски скиби Рожанки. Далі, після невеликої перерви, виходять інтенсивно перем'яті породи, дещо відмінні від верхньоверховинського літотипу. Це нерівномірно ритмічне чергування сірих м'яких карбонатних аргілітів, які переважають, з пісковиками сірими дрібнозернистими кварцовими вапнистими звивистошаруватими протягом 200 м (до 0,3 м). Присутні також окремі пласти пісковиків сірих дрібно- і крупнозернистих, до гравелітів (0,55 м), поліміктових з вугільним детритом. Вище, в напрямку Черногорського насуву протягом 750 м відслонюються породи, які літологічно нагадують верхньоверховинські відклади.

Втім, товщу, яка вміщує гіпси і олістостромовий горизонт не можна вважати ланкою верхньоверховинської підсвіти. На це вказує велика кількість інформації, одержаної в результаті вивчення майже всієї смуги олігоцену на контакті з Черногорським насувом. Насамперед той факт, що смуга передчорногорського олігоцену в глинистій фації (луски Породчин-Ропочел) контактує з північного сходу з різними за віком товщами, а не тільки з верхньоверховинською підсвітою. Так, якщо по Полонистому і Ропочелу цей олігоцен дійсно межує з породами даної підсвіти, то в басейні потоку Породчин, на північ від смуги породчинсько-ропочельського олігоцену розповсюджений фліш нижньоверховинської підсвіти тильної луски скиби Рожанки, а по Чорному Черемошу (Красник) – середньоверховинська підсвіта цієї ж луски. Така ж ситуація вздовж Білого Черемошу (с. Яблуниця), а на території Румунії гіпсоносні пісковики Платоніци (басейн р. Молдови), які містяться також у передчорногорському олігоцені, взагалі контактують з верхньою крейдою зони Таркеу [156] (відповідає нашим південним скибам). Вищеперелічене вказує, що верхньоверховинська підсвіта не нарощується олігоценом луски Породчин-Ропочел, а тому його, можна впевнено віднести до головецької світи (нижче від смугастих вапняків) і нижньоверховинської підсвіти – вище від них.

Судячи з відслонень і опису ядра структурно-пошукових свердловин, а також каротажних діаграм св. Жаб'є-32, 33 та Семаківська-1 верхня частина головецької світи луски складається з чергування пачок тонко- і середньоритмічного перешарування аргілітів, алевролітів і пісковиків, з пластами і пачками грубоверстуватих пісковиків кросненського типу.

Нижньоверховинська підсвіта тут нагадує середньо-верхньокросненський

літотип північно-західної частини Турківського субпокриву, причому в гору по розрізу вміст пісковиків зменшується і товща набуває «верхньокросненського» вигляду.

Визначений попередніми дослідниками міоценовий вік цього олігоценового комплексу порід не перешкоджає викладеному вище варіанту його розчленування, бо за фауною форамініфер як міоценові були охарактеризовані і суто головецькі і нижньовержовинські відклади Довжинської і Станіславської лусок Кросненського покриву [196].

Що ж до зауваження, висловленого нами що луска Породчин-Ропочел не тождя Північнодовжинській лусці, то на підтвердження цього є кілька аргументів. По-перше, в районі Ясіні і Лазещини, де широко розповсюджені і добре відслонені одновікові з передчорногорським олігоценом відклади, не знайдено жодного виходу олігостромового горизонту. По-друге, якщо порівняти літологічний склад нижньовержовинського підгоризонту в обох лусках, то за цим показником обидва літотипи дуже відмінні. Незважаючи на велику насиченість розрізу нижньовержовинського підгоризонту району Ясіні глинистими пачками, що відрізняє його від класичних розрізів Турківського субпокриву північного заходу Карпат, одновікові відклади луски Породчин-Ропочел взагалі нагадують верхньовержовинський підгоризонт, що об'єднує їх за цим показником з бітлянським типом розрізу. І, нарешті, відзначається значна відмінність в складі і товщині маркуючого горизонту смугастих вапняків обох літотипів. У Довжинській і Північнодовжинській лусках загальна товщина горизонту в три-п'ять разів більша, а крім того, в олігоцені луски Породчин-Ропочел відсутні стрічкові вапняки, на відміну від перших двох лусок. Характерно, що в складі передчорногорського олігоцену присутні гіпси, які зафіксовані в двох розрізах. В обох випадках має місце просторова близькість червоних аргілітів в складі олігостромового горизонту і гіпсів.

Генезис цих гіпсів незрозумілий. Якщо вважати, що вони сформувались в осадах нижньовержовинського підгоризонту, то останні накопичувались у широкому морському басейні з нормальною солоністю, тобто передумов для утворення гіпсів у ньому не було. Близькість у розрізі олігоцену гіпсів і червоних аргілітів палеоцен-еоцену здається не випадковою, якщо зважити що останні у цьому олігостромовому комплексі сильно карбонатні, на відміну від таких само порід в більшості розрізів. Крім того, в них знайдені (стр. Полонистий) дуже великі конкреції та кристали піриту, що також вирізняє їх від одновікових різновидів флішу. Таким чином, є підстави припускати, що басейн, в якому накопичувались осади еоцену в складі олігостроми, в тому числі й карбонатні аргіліти, був мілководним та тепловодним, і на певних його ділянках відбувалось надходження сірководню.

Гіпси в еоценових відкладах не є явищем винятковим. Вони відомі в еоцені Панонської западини, де зафіксовано декілька їх горизонтів. Звідси впливає, що передчорногорські гіпси не олігоценового чи міоценового віку, а потрапили в кросненський палеобасейн з якихось підвищених ділянок у складі оліголітів еоценових порід, разом з червоними і зеленими аргілітами.

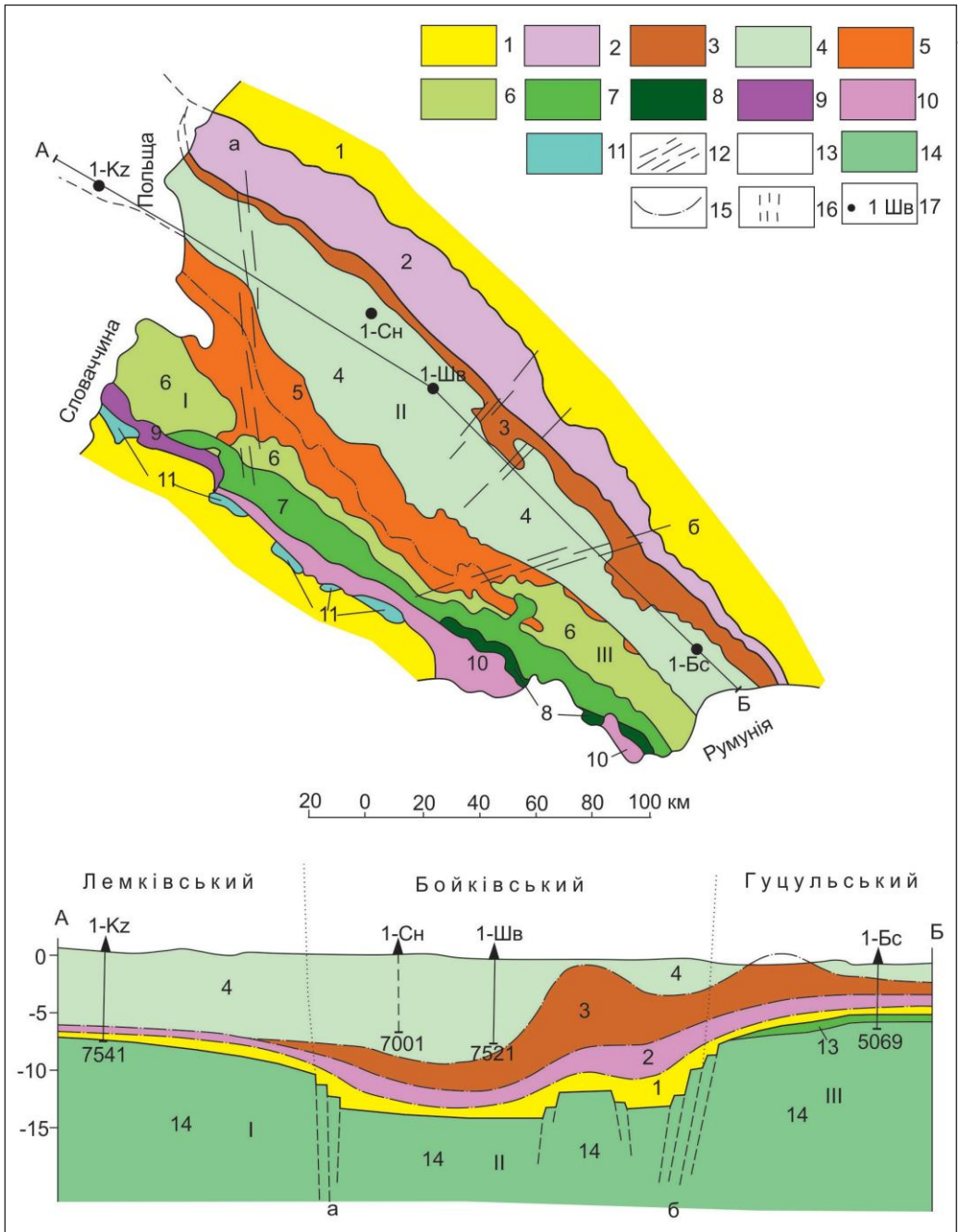
Що ж до місцеположення луски Породчин-Ропочел у сучасній структурі

південно-східного сегмента Карпат, то щодо цього є такі міркування. Якщо оцінювати літологічний склад одновікових відкладів луски з олігоценом, межуючих з ним лусок Турківського субпокриву і скиби Рожанки, то жодних слідів олістостроми в розрізах останніх одиниць зауважено не було. Натомість, у розташованому одразу з південного заходу олігоцені Скупівського субпокриву Дуклянсько-Чорногірського покриву олістострома також присутня. Це доводить, що в олігоценовому палеобасейні ці відклади знаходилися на невеликій відстані. Крім того, луска Порочин-Ропочел присутня тільки на ділянці північно-східного (субкарпатського) простягання Чорногорської одиниці. На ділянці субширотного простягання Ворохта-Ясіня, де Чорногорська одиниця похило «виходить у повітря» її немає, тобто вона теж повторює поведінку останньої. Спільні риси обох як на етапі осадоконагромадження, так і покривоутворення дають підставу виділити луску Порочин-Ропочел у ранзі Передчорногірської тектонічної одиниці.

Незважаючи на однотипний стиль тектоніки Карпат, у Передових Карпатах виділяються поперечні структури – тектонічні сегменти або мегаблоки, названі В.В. Глушком (від польського до румунського кордону) Лемківським, Бойківським та Гуцульським. На дрібно- і середньомасштабних геологічних картах Карпат вони виразно розмежовуються. У крайніх сегментах концентруються переважно вузькі луски і стрімкі насуви, у центральному – луски ширші, а насуви похиліші. За В.В. Глушком і В.В. Кузовенком, це, вірогідно, зумовлено гіпсометрією і рельєфом основи, на яку насувався флішовий чохол, причому піднесені ділянки сучасного фундаменту Карпат, які створювали більшу перешкоду алохтону, за даними буріння, якраз розташовані у крайніх сегментах. Імовірно, названі мегаблоки розділяються низкою розломів косої або поперечної до простягання Карпат орієнтації (рис. 140).

Виділення названих мегаблоків має велике значення для оцінки перспектив нафтогазоносності Карпат. В. Шлапінський провів її для кожного з них окремо. Відмінності у будові флішових товщ, що складають їх, позначаються і на різниці у характеристиці перспективних об'єктів і глибинах їх залягання.

**Нафтогазоносність.** У Кросненському покриві і тектонічних одиницях, що межують з ним, з північного сходу зафіксовано велику кількість природних нафтогазопроявів і проявів вуглеводнів у свердловинах. Відкрито тут і п'ять невеликих нафтових родовищ, а також газоконденсатне Гринявське родовище, що свідчить про потенційну перспективність цієї частини Карпат. Однак, інформація про нафтогазопрояви, хоча й є важливою ознакою присутності вуглеводнів у розрізі флішу, ще не гарантує відкриття промислових скупчень. Потрібно брати до уваги відомості про вплив інших чинників, від яких залежить прогноз нафтогазоносності. Тому перспективи кожної ділянки Карпат слід оцінювати шляхом комплексного аналізу низки таких її позитивних критеріїв, як структурний, літологічний (колекторів і покривель), гідрогеологічний і геохімічний (прямих і непрямих ознак нафтогазоносності). Кожен з них важливий. Негативна оцінка території за одним із факторів збільшує ступінь пошукового ризику і, навпаки, якщо кожен з цих критеріїв буде оцінений позитивно, це буде свідчити про її високу перспективність.



На плані: I – Лемківський, II – Бойківський, III – Гуцульський сегменти; 1 – автохтонний міоцен; 2–11 – покриви: 2 – Самбірський, 3 – Бориславсько-Покутський, 4 – Скибовий, 5 – Кросненський, 6 – Дукалянсько-Чорногорський, 7 – Буркутський (Поркулецький), 8 – Рахівський, 9 – Магурський, 10 – Мармароський, 11 – Пенінський; 12 – поперечні розломи автохтону (а – Турківська, б – Гуцулівська); А-Б – лінія розрізу.

На розрізі: 13 – автохтонний мезозой; 14 – протерозой і палеозой; 15 – межі покривів; 16 – зони розломів; 17 – свердловини.

**Рис. 140.** Принципова схема залежності поділу алохтону Українських Карпат від будови його дофлішової основи



**Структурний фактор.** У Складчастих Карпатах існують такі структурні форми, сприятливі для локалізації вуглеводнів за певних умов:

- антиклінальні, які виходять або не виходять на денну поверхню; це фактично фрагменти складок з різною збереженістю склепін та північно-східних крил;
- моноклінальні, які утворились в результаті повного зрізання склепін антиклінальних складок і їх північно-східних крил;
- зірвані чи підвернуті крила (залишки північно-східних крил).

Пастками можуть бути усі перелічені структури за наявності в їх складі колекторів, як правило, надійно ізольованих від денної поверхні, а також неструктурні (літологічно і гідродинамічно екрановані) пастки. У літологічних пастках колектори фаціально заміщуються неколекторами. Це можуть бути непроникні або малопроникні породи – глини чи аргіліти, або ті ж породи, що й колектори, але з гіршими фізичними властивостями. У гідродинамічних пастках екрануючу роль виконують пластові води. Виділяють такі типи пасток:

- антиклінальні складки, поклади склепінні, пластові, тектонічно екрановані і літологічно обмежені;
- монокліналі, поклади пластові тектонічно екрановані і літологічно обмежені;
- зірвані (підвернуті) крила, поклади пластові, тектонічно екрановані і літологічно обмежені;
- літологічні, поклади пластові, літологічно екрановані;
- гідродинамічні, поклади пластові, гідродинамічно екрановані;
- комбіновані – поєднання пасток різних типів.

Усі перелічені структури наявні у Кросненському покриві, а як пастки для вуглеводнів на відомих в ньому родовищах виступають антиклінальні складки. Останнє аж ніяк не свідчить, що тут не можуть існувати пастки інших типів.

**Колектори.** Фізичні властивості порід-колекторів Кросненського покриву вивчені недостатньо. Більшість досліджень такого роду стосувалися Бориславсько-Покутського покриву і Берегової та Орівської скиб Скибового покриву [9, 205, 218]. З відкладів цих одиниць відібрано і проаналізовано тисячі зразків, що набагато перевищує аналогічну інформативну базу Кросненської одиниці. Для характеристики колекторських властивостей відкладів Кросненського покриву і південних скиб, що межують з ними, бралися до уваги результати вивчення керна зі свердловин, зразки з відслонень, а також дані, отримані в процесі геофізичного дослідження свердловин. Як колектори переважно виступають пісковики і алевроліти, зрідка аргіліти. Дуже потужні піщані горизонти розповсюджені у нижньовержовинській підсвіті та головецькій світі Турківського літотипу. В цих же стратиграфічних підрозділах бітлянського літотипу вони не переважають через підвищений вміст аргілітів у розрізі, хоча піщані пачки товщиною до 40–300 м присутні і тут.

*Крейда.* Верхньокрейдові відклади Бітлянського субпокриву охарактеризовані 5 зразками пісковиків з параметричної свердловини Тухолька-1 з інтервалу 4306–4414 м. Це дуже міцні некарбонатні кременисті породи. Пористість їх коливається від 0,6 до 1 %, проникність менша  $0,01 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$  (в одному випадку –  $0,2 \cdot 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ).

*Палеоген.* Палеоцен-еоценові відклади у Турківському субпокриві на ділянці Міжгір'я-Усть Чорна (Бойківський мегаблок) характеризуються дуже низькими колекторськими властивостями, тому що пісковики цього району міцні, сильно кременисті. Відкрита пористість змінюється від 0,5 до 6,1 %. У Гуцульському мегаблоці палеоцен-еоценові відклади у скибі Рожанки представлені піщаною літофацією Таркеу: у верхній частині виділяється товща тонкоритмічного чергування типу бистрицької світи; а палеоцен-середньоеоценові відклади – це товща з перевагою грубошаруватих пісковиків (до 800 м). Відкрита пористість коливається від 0,78 до 5,28 %, а проникність  $< 0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Із порівняння колекторських властивостей палеоцен-еоцену у Бойківському і Гуцульському мегаблоках видно, що відклади останнього характеризуються дещо кращими показниками, вірогідно, тому, що св. Жаб'є-30, 31 розташовані ближче до склепіння Конятинської антиклінали (вплив тріщинуватості).

*Олігоцен.* У розрізі олігоцену Кросненського покриву колектори присутні у головецьких і верховинських відкладах. Найпоширеніші пісковики у нижньоверховинській підсвіті. Однак, у передовій зовнішній частині покриву (Турківський ліготип) у головецькій світі локально розвинені клівські пісковики (відкрита пористість 2,8–12,5%).

Пісковики і алевроліти головецької та верховинської світ (окрім клівських) загалом відзначаються низькими ємнісними характеристиками, пористість змінюється на різних ділянках від 0,6 до 23,1, а проникність менша  $0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Загалом відклади південних скиб і Кросненського покриву характеризуються низькими фільтраційно-ємнісними параметрами. Особливо це стосується відкладів флішу у Бітлянському субпокриві в Лемківському і Бойківському мегаблоках. Дещо кращі показники мають породи олігоцену на Семаківській структурі луски Порочин-Ропочел вище Черногорського, або Передчорногорського покриву, де порівняно з іншими ділянками середні показники пористості і проникності суттєво підвищені як за лабораторними даними, так і згідно з ГДС.

Вплив тріщинуватості на колекторські властивості порід, у тому числі і в Карпатському регіоні, відзначався багатьма дослідниками, особливо на підставі промислових даних [71–73, 120, 148]. Доведено, що більшість тріщин в гірській породі утворились в процесі формування структурних елементів під час тектонічних рухів. Головний геолог ГПК Тресту «Укрнафторозвідка» В.Н. Крамаренко вивчав у повоєнні роки зміну колекторських властивостей пісковиків олігоцену залежно від структурних факторів на прикладі антиклінали Жолобок у Турківському субпокриві. Були відібрані зразки: 22 із склепінної, 8 – присклепінної частин і 14 з північно-західного крила складки. Зразки першої групи мали пористість від 8,49 до 17,99, другої 4,79 – 6,69 і третьої 2,33–3,89 %. Подібно змінювалася і проникність – у присклепінній частині вона дорівнювала  $90\text{--}110 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Деформація колекторів може призводити до зменшення в них пор і виникнення надлишкових тисків. Розкриті тріщини утворюються переважно в склепінних і присклепінних частинах складок.

Інтенсивна тріщинуватість спостерігається і поблизу розривних дислокацій через виникнення широкої сітки різноорієнтованих тріщин. Встановлено, що

зона максимальної продуктивності поширюється в межах 60 м від розриву. Вірогідно, основні запаси родовищ приурочені до зон порушень, тріщинуватості і дроблення. Інколи високі фільтраційні показники є результатом поєднання зон тріщинуватості та розвитку добрих гранулярних колекторів (так найбільш дебітна св. Новосхідницька-3 у Бориславсько-Покутському покриві, на якій від початку експлуатації до 1994 р. було видобуто понад 800 тис. т нафти, приурочена до бориславських пісковиків олігоцену). Тріщинуваті колектори не можна розбурювати на глинистому розчині через кальматацию тріщин. Слід використовувати полімерні розчини і солі, розчинні в кислотах. Вивчення колекторських властивостей крейдових і палеогенових відкладів Складчастих Карпат показало таке [9, 115]. Встановлена загальна закономірність у зміні колекторських властивостей пісковиків Скибового покриву: при переході від скиби до скиби в південно-західному напрямку (вглиб Карпат) щільність порід зростає, а пористість зменшується, особливо у відкладах стрийської і яменської світ. Це пояснюється збільшенням ступеня цементації в південних скибах (20–30 %), порівняно з Береговою та Орівською скибами (10–15 %), причому глинистий цемент заміщується на карбонатний та кременистий. Ця закономірність поширюється не тільки на південні скиби, але й на породи-колектори Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів.

Переважають колектори дуже малої (менше 5 %), малої (5–10) і середньої (10–15 %) ємності, колектори великої ємності зустрічаються на окремих ділянках.

Поряд з поровими розвинені тріщинно-порові колектори; тріщинна пористість в більшості випадків не перевищує 0,2 %, а проникність  $(30–60) \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Фізичні параметри залежать від літологічних особливостей. Постседиментаційні процеси по-різному впливають на фізичні властивості порід-колекторів. На колекторські властивості впливають процеси тектогенезу. В локальних структурах фізичні параметри погіршуються від склепінь складок до їх крил (на прикладі багатьох родовищ). Немає чіткої залежності між фізичними параметрами порід-колекторів з глибиною їх залягання. Колекторські властивості порід не залежать від віку відкладів. Між проникністю і карбонатністю порід колекторів існує обернена залежність.

У розподілі фізичних параметрів одновікових порід-колекторів закономірностей регіонального порядку встановити не вдається; деякі закономірності спостерігаються тільки в межах локальних структур. Щодо останнього пункту, то В. Шлапінському вдалося встановити деякі зміни властивостей порід-колекторів олігоцену Кросненського типу, розширивши межі ділянок з локальних до зональних. Так, колекторські властивості пісковиків олігоцену в Гуцульському мегаблоці значно кращі, ніж в Бойківському і, особливо, Лемківському (йдеться про олігоцен в південних скибах і Кросненському покриві).

**Гідрогеологічні особливості регіону.** Для оцінки перспектив нафтогазоносності певної території або структури необхідно мати інформацію про ступінь закритості їх розрізу. Такий прогноз зазвичай отримують на підставі вивчення хімізму пластових вод [64]. Ступінь закритості структури, а отже збереженість покладів вуглеводнів від руйнування, ототожнюють з існуванням так званих

гідродинамічних зон. У Карпатському регіоні, зокрема у Передових Карпатах, у крейдово-палеогеновому комплексі традиційно виділяють три гідродинамічні зони: вільного, сповільненого і вельми сповільненого водообміну. Вважається, що найсприятливішою є остання. На практиці ці зони виділяли не за швидкостями переміщення підземних вод, а згідно з гідрохімічними показниками. Єдиної думки про інтервали глибин, в яких поширені ці зони, у гідрогеологів немає. Наприклад, Р.В. Мальська запропонувала таку схему зональності: 1) зона активного водообміну, прісні і слабосолонуваті води, переважно гідрокарбонатно-натрієві (100–250 м); 2) зона сповільненого водообміну, від 100–250 до 1000–1600 м, води хлоркальцієві з поступовим збільшенням мінералізації до 100 г/л; 3) зона вельми сповільненого водообміну, мінералізація 100–230 г/л. Перша зона поширюється на 500–700 м, друга глибше 1600 м.

Згідно з Л.П. Мишкіним, від поверхні до глибин 500–800 м у фліші поширені прісні і солонуваті води (до 3 г/л) гідрокарбонатно-кальцієво-натрієвого складу. На його думку, збільшення мінералізації і перехід від гідрокарбонатно-натрієвого до хлоркальцієвого типу вод відбувається різко, майже без проміжних значень хімічного складу і для різних ділянок на неоднакових гіпсометричних рівнях. Найбільша глибина розвитку слабомінералізованих вод гідрокарбонатно-натрієвого типу зафіксована в південно-західній частині Покутських Карпат. Зокрема, в св. Фальків-1 води такого типу з мінералізацією 8–14 г/л присутні на глибинах 1800–2700 м.

Треба зазначити, що схеми, які прямо пов'язують гідрохімічні і гідродинамічні параметри, не завжди відповідають дійсності. Так, на Східницькому нафтовому родовищі (інтервал нафтоносності 90–750 м) розповсюджені води гідрокарбонатно-натрієвого типу з мінералізацією 4–25 г/л, які ніби характерні для вкрай несприятливої зони вільного водообміну. Втім, сам факт видобутку тут 3,8 млн т нафти заперечує це. Отже, наявність слабосолоних вод свідчить не про недостатню герметичність надр, а про складний характер формування пластових вод.

Для вод Скибового покриву усіх трьох тектонічних сегментів загалом притаманна така тенденція – з глибиною мінералізація вод зростає. Ця закономірність зумовлена впливом соленосних міоценових утворень Передкарпатського прогину, що знаходяться під насувом Карпат. Масштабно вона порушується у випадку підземних вод, які містяться у фліші в Кросненському покриві в Лемківському сегменті. Зокрема, на площах Лімна, Вовче, Бориня, Бігтя і Тухолька на значних глибинах присутні води переважно гідрокарбонатно-натрієвого складу з незначною мінералізацією.

Так, з олігоценівих відкладів Боринської глибинної складки в св. Бориня-2 з інт. 3728–3980 м зафіксований приплив води гідрокарбонатно-натрієвого типу 1,82, з мікрокомпонентами  $B_2O_3$  – 70 мг/л, Br – 13,3 мг/л,  $NH_4^+$  – 30 мг/л.

Пластова вода у відкладах нижньоголовецької підсвіти, які залягають нижче, в інт. 4755–4886 м мала показники: мінералізація – 7,17 г/л, rNa/rCl – 1,25, з мікрокомпонентами  $B_2O_3$  – 80 мг/л, Br – 6,41 мг/л,  $NH_4^+$  – 50 мг/л, J – 1,52 мг/л.

З олігоценових відкладів піднасуву Боринської глибинної складки з інтервалів 4992–5160, 4995–5160 і 5002–5044 була отримана вода такого ж типу з мінералізацією відповідно 5,78; 18,53 і 5,559 г/л.

Вміст іонів амонію і бром у вищій у водах Боринської глибинної складки, а  $V_2O_5$  навпаки, знайдений у піднасуві тільки у двох пробах (250 і 600 мг/л). На Білянській ділянці води нижньовержовинської підсвіти на глибинах 80–1003 м – це маломінералізовані води гідрокарбонатно-натрієвого типу (1,5–2,6 г/л). Вони майже позбавлені мікрокомпонентів. Води глибших горизонтів, які були розкриті в параметричній свердловині Біля-1, належать до прісних вод (мінералізація 0,48–1,02 г/л) хлор-кальцієвого і сульфатно-натрієвого типів.

Результати хімічного аналізу цих вод показують, що тут мінералізація їх з глибиною зменшується. Такі води отримані з глибин 1800–3070 м вперше в Українських Карпатах. Наявність їх спочатку викликала підозру, чи не є вони технічні. В. Шлапінський, ґрунтуючись на працях В.В. Колодія, дійшов висновку, що ці води є конденсаційними. В.В. Колодій пояснює їх генезис існуванням на великих глибинах (порядку 8 км) пароводяної-вуглеводневої суміші. Потрапляючи через зони порушень у піднесені частині розрізу, водяна пара конденсується з виділенням прісної води.

Те, що у свердловині 1-Біля це не прісні інфільтраційні води, свідчать хлор-кальцієвий тип і значення хлор-бромного коефіцієнта на глибинах відповідно 1800 м – 11,23; 3050 м – 32,97 і 3070 м – 25,28. Підвищений вміст бром у (від 5,34 до 12,29 мг/л) і катіона амонію (20–40 мг/л) у водах такої малої мінералізації свідчить, що це глибинні води вельми ускладненого водообміну.

На Вовченській структурі Турківського субпокриву були проаналізовані пластові води з менш глибоких горизонтів олігоцену. У св. Вовче-1 пластові води були відібрані з інтервалу 550–215 м. Їх загальна мінералізація коливається від 3,19 до 19,08, тип вод гідрокарбонатно-натрієвий. Для них характерні значення хлор-бромного коефіцієнта 22,74–90,26 і доволі високий вміст мікрокомпонентів Br – від 17,64 до 200 мг/л, J – від 2,96 до 55,2 мг/л.

Спостерігається цікава аномальна закономірність (свого роду інверсія), яка полягає в зменшенні з глибиною загальної мінералізації, вмісту бром у і йоду та збільшенні коефіцієнта  $SO_4/Cl \cdot 100$  (можливо через вплив конденсаційних вод, які потрапляють в розріз з нижчезалеглих горизонтів).

У св. Вовче-11 вода була одержана з інтервалу 650–557 м, причому на початку була отримана пластова вода, змішана з фільтратом бурового розчину, про що свідчить дуже високе значення коефіцієнта  $SO_4/Cl \cdot 100$  – 39,4. У подальшому, після очищення цієї води від фільтрату значення коефіцієнта коливалось від 0,08 до 0,26. Загальна мінералізація вод цього горизонту становить 11,7–14,43 г/л, хлор-бромний коефіцієнт змінюється від 43,4 до 55,39, а вміст бром у і йоду відповідно 40,08–89,51 і 4,23–14,81 мг/л.

Відзначивши, що гідрохімічні показники підземних горизонтів Скибового і Кросненського покривів у Лемківському і Бойківському сегментах різко відрізняються, Л.П. Мишкін відніс територію Дукалянського і Кросненського покривів до поля розвитку переважно вод гідрокарбонатно-натрієвого типу, а Скибового – хлор-кальцієвого. Цей висновок, як він сам відзначав, зроблений

для першого поля на підставі незначного за кількістю матеріалу (св. Вовче-1 і 11, Бітля-1 були пробурені вже після 1990 р). Дані, отримані пізніше, підтвердили правомірність виділення цих полів у Лемківському і, частково, Бойківському блоці (у Гуцульському блоці розвинені на глибині води переважно хлор-кальцієвого типу). Межа, що розділяє ці поля, за Л.П. Мишкіним збігається з межею Скибового і Кросненського покривів. Розвиток хлор-кальцієвих вод у Скибовому покриві він пояснював вертикальною міграцією солянок (розсолів) цього типу з глибинних елементів Борислав-Покутської зони, а формування вод другого поля – з поствулканічною активністю в Закарпатському прогині і на південному схилі Карпат.

Поділяючи висновок Л.П. Мишкіна про існування цих полів, можна припускати, що на формування підземних вод у Передових Карпатах впливала присутність під насувом не тільки воротищенських відкладів Бориславсько-Покутського покриву, але й солених верств Самбірського покриву і евапоритів платформи або платформ. Відсутність або незначна поширеність таких відкладів у піднасуві Кросненського і Дуклянського покривів обумовила порівняно невелику мінералізацію підземних вод в їх складі, а з надходженням конденсаційних вод вони ставали ще менш мінералізованими. У Скибовому покриві цей ефект менш помітний через значну мінералізацію вод.

Наведені вище дані вказують, що навіть у приповерхневих шарах можуть існувати ділянки, відносно ізольовані від впливу інфільтраційних вод. Це пояснюється чергуванням у розрізі флішових верств з різними фізичними властивостями, які до того ж дуже мінливі як за площею, так і за розрізом – фактор, який ускладнює проникнення цих вод.

**Прямі та непрямі ознаки нафтогазоносності.** До прямих ознак нафтогазоносності, які тут розглядаються, належать прояви вуглеводнів на денній поверхні і в свердловинах, а до непрямих – підвищений вміст сульфідів металів негідротермального генезису в шліхових пробах. Накопичений за роки досліджень Складчастих Карпат фактичний матеріал дозволив В.Є. Шлапінському у 1987 р. виділити в їх межах, а також на прилеглий території два просторово відокремлених поля: вуглеводневе та гідротермальне [149, 150, 200, 201] (рис. 141). У першому відомі нафтові і газові родовища, численні прояви нафти і газу, озокериту і асфальтиту та сульфідів металів негідротермального походження. Склад газів підземної газогeosфери суттєво вуглеводневий. Просторово вуглеводневе поле знаходиться переважно в межах північної частини Передових Карпат. Це Скибовий і значна частина Кросненського покриву, Скупівський, Говерлянський, частково Ставнянський субпокриви Дуклянсько-Чорногорського покриву.

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



Картографування усіх проявів цих полів (близько 50 тис. шліхових проб, декілька сотень природних нафто- і газопроявів та вуглекислих джерел, проявів кварцу та інших компонентів) дозволило скласти карту їх поширення. Межа між полями має складну конфігурацію і проходить від кордону з Румунією в напрямку Словаччини і Польщі поблизу таких населених пунктів: Сарата-Гринява-Ясіня-Усть Чорна-Вишків-Скотарське-Ужок-Ставне. Відрізки, які складають цю межу, мають різноманітну орієнтацію, але переважає північно-західне (субкарпатське простягання).

В. Шлапінський зазначає подібність конфігурацій цієї межі з лінією головного карпатського вододілу на території України. Обидві лінії супроводжують одна другу на віддалі близько 250 км (від румунсько-українського до українсько-польського кордонів), причому по простяганню вони перетинаються, міняються місцями, але розліт між ними лишається порівняно невеликим. Ця просторова близькість на такій значній віддалі виключає випадковість і свідчить про залежність від одного спільного чинника. Не вдаючись в усі деталі цієї проблеми можна відзначити, що зовнішня передова ділянка гідротермального поля приурочена до залишків дофлішового фундаменту, який тепер знаходиться під насувом Карпат і обмежений з південного заходу Закарпатським, а з північного сходу – Палеопередкарпатським (Ужоцьким) розломами. У північно-східній частині дофлішового фундаменту розташована валоподібна тектонічно активна структура, яка і зумовлює положення головного карпатського вододілу. Порівняно з зануреною відносно цієї структури краєвою південно-західною частиною платформи, вона характеризується різким збільшенням величини теплового потоку, що і визначає різницю у їх геохімічній спеціалізації і зумовлює існування цих двох полів.

Гідротермальне поле локалізоване у Біляньському субпокриві Кросненського покриву, у більшій частині Говерляньського і Ставняньського та в Березняньському, Красношорському субпокривах Дукалянсько-Чорногорського покриву, Буркутському, Магурському, Рахівському покривах Зовнішніх Карпат та в Мармароському і Пенінському покривах Проміжних Карпат. Його південна границя знаходиться за межами Складчастих Карпат. Залишаючи поза увагою всі аспекти, пов'язані з розподілом в його границях притаманних йому компонентів, зазначимо, що кількість природних нафтогазопроявів тут невелика (всього зафіксовані у 13 пунктах). Середня щільність нафтогазопроявів – 0,002 прояви/км, приблизно в 30 разів менша, ніж у вуглеводневому полі. Численні аналізи вільних і розчинених газів у багатьох свердловинах в інтервалах глибин 30–3960 м вказують на наявність в їх складі значних концентрацій (до 100 %) вуглекислого газу і азоту. Загалом, передова частина цього поля (шириною 10–20 км) неперспективна щодо відкриття промислових покладів вуглеводнів (за винятком невеликих за площею ділянок) і тільки поблизу від Вигорлат-Гутинської гряди і далі на південний захід вже у Закарпатському прогині, тобто за межами дофлішової основи, вміст метану у газах суттєво зростає.

**Вуглеводневе поле.** Основними компонентами цього поля є вуглеводні, про що свідчить насамперед велика кількість природних нафтогазопроявів: витікання нафти з корінних та четвертинних порід, присутність плівок нафти на воді,



закірованість та бітумінозність порід, запах нафти та нафтопродуктів у породах, виділення горючого газу, наявність озокериту. Нафтогазопрояви спостерігались в породах усіх вікових підрозділів, що складають розріз. Встановлено, що вони здебільшого тяжіють до тектонічних порушень, меншою мірою – до виходів складок на денну поверхню.

В межах Кросненського покрову (Кросненський та Бітлянський субпокрови) нафтогазопрояви поділяються так (табл. 22). Наявність нафтогазопроявів, їх характер та щільність (кількість на одиницю площі) залежать від багатьох факторів. Один з них – глибина джерела, що постачає вуглеводні на денну поверхню – належить до таких, що важко оцінити кількісно. З цієї причини відсутність нафтогазопроявів ще не може бути однозначним негативним критерієм промислової нафтогазоносності, тому що «корені» їх можуть знаходитись на різних глибинах, у тому числі і на дуже значних та недосяжних. Незаперечно, що всі нафтові родовища Карпат були в минулому відкриті в результаті свідомого проведення пошуків саме в місцях виходів вуглеводнів на денну поверхню. З другого боку, негативні результати пошуків на багатьох площах в Складчастих Карпатах, де спостерігалися природні нафтогазопрояви, свідчать і про значну просторову відокремленість нафтогазопроявів на денній поверхні від скупчень вуглеводнів на глибині. Через це природні нафтогазопрояви можна використувати як пошуковий критерій тільки з урахуванням деталей геологічної будови певних ділянок Карпат.

Таблиця 22. Розподіл природних нафтогазопроявів в Турківському та Бітлянському субпокрових Кросненського покрову

| Прояви вуглеводнів                              | Тектонічні сегменти (покрови і субпокрови) |             |             |             |              |             |
|---|--|-------------|-------------|-------------|--------------|-------------|
|   | Лемківський                                |             | Бойківський | Гуцульський | Кросненський |             |
|   | Турківський                                | Бітлянський | Турківський | Турківський | Турківський  | Бітлянський |
| Витіки та плівки (на воді) нафти                | 28   | 23          | 13          | 1           | 42           | 23          |
| Прояви бітуму                                   | 9  | 4           | 1           |             | 10           | 4           |
| Породи з запахом нафти, нафтопродуктів, бітумів | 21   | 12          | 10          | 35          | 66           | 12          |
| Прояви озокериту                                | 2  |             |             |             | 2            |             |
| Прояви горючого газу                            | 3  | 3           | 3           |             | 6            | 3           |
| Разом   | 63   | 42          | 27          | 36          | 122          | 39          |
| Нафтогазопроявів на 1 км <sup>2</sup>           | 0,13                                       | 0,04        | 0,02        | 0,21        |              |             |

Важливим параметром, що характеризує природні нафтогазопрояви, є їх щільність, яка по площі розподіляється нерівномірно.

В Лемківському і Гуцульському мегаблоках, мабуть, через більші стиснення (виступ фундаменту, на котрий насувався фліш, створювала більшу перешкоду) в Скибовому та Кросненському покрових велике поширення мають вузькі, круті дуски. У Бойківському ж блоці в алохтоні розповсюджені переважно широкі

луски. Вища щільність нафтогазопроявів спостерігається саме в Лемківському і Гуцульському сегментах.

Дійсно, якщо порівняти значення цього показника для Турківського субпокриву в усіх трьох мегаблоках, то видно, що у Лемківському сегменті він у три, а у Гуцульському в п'ять разів більший, ніж у Бойківському. Цю закономірність можна пояснити більшою тріщинуватістю порід в перших двох мегаблоках. В свою чергу, щільність нафтогазопроявів у їх межах не є величиною постійною. На окремих ділянках вона значно зростає. З урахуванням геологічної будови території, це дозволяє в деяких випадках проводити оцінку перспективності певних частин Складчастих Карпат і піднасуву, у тому числі прогнозувати, на яких глибинах можуть перебувати значні скупчення вуглеводнів. Наприклад, підвищена щільність проявів вуглеводнів у зоні зчленування Кросненського і Скибового покривів, у так званій Розлуцькій смузі (Лемківський мегаблок), та в «південних» скибах, які межують з нею, може пояснюватися таким чином. Тут розвинені вузькі, стиснені луски і стрімкі насуви, крутизна яких зберігається на глибинах більших за 4–5 км. У верхніх частинах складчастого комплексу, згідно з даними геологічної зйомки та буріння, відсутні великі добре екрановані складки. Відсутність пасток і сильна тріщинуватість цієї частини алохтону власне й обумовили аномальну щільність нафтогазопроявів у цьому районі. При площі ділянки, яка становить лише близько 2 % від північно-західної частини Скибового та Кросненського покривів, тут зафіксовано приблизно 30 % проявів вуглеводнів ділянки. Це вказує, що джерело нафтогазопроявів знаходиться під Кросненським покривом. Міграція вуглеводнів на денну поверхню відбувається по площинах насувів, а головне по вертикальному Розлуцькому розлому.

Подібна ситуація і в Гуцульському мегаблоці. Тут в тилевій частині Скибового покриву і в Турківській одиниці Кросненського покриву (Ясінській котловині) фіксується дуже велика кількість природних нафтогазопроявів. Відсутність пасток у верхньому (флішовому) поверсі обумовила аномальну щільність проявів вуглеводнів на денній поверхні. Джерелами їх є, по-перше, автохтонні структури (типу Лопушнянської), що знаходяться під насувом Складчастих Карпат. По-друге, ними можуть бути і паравтохтонні структури, локалізовані у фліші та перекриті внутрішніми тектонічними одиницями, що можуть їх екранувати. Таким екраном для структур Кросненської одиниці є, зокрема, Чорногорський покрив. Нафтогазопрояви, що фіксуються перед його фронтом в протяжній смузі Ясіня-Ворохта-Яблуниця (на Білому Черемоші), облямовують останній. Натомість, в його межах прояви вуглеводнів фіксуються вкрай рідко.

Флішовий чохол у Бойківському зануреному мегаблоці, вірогідно, має більшу товщину і менш тріщинуватий, а тому є більшою перешкодою для вуглеводнів, які надходять з великих глибин. Особливо це стосується південних скиб і тієї частини Кросненського покриву, яка розташована ще в межах вуглеводневого поля. Не дивно, що тут нафтогазопрояви майже відсутні. Виняток – та частина покриву, яка знаходиться в безпосередній близькості від північної межі гідротермального поля. Там зафіксовані прояви горючого газу з високим (до 95 %) вмістом метану (р-н с. Опорець, Сможе, Либохора). Крім природних нафтогазопроявів у Кросненському покриві задокументовані також

прояви вуглеводнів і в свердловинах (картувальних, структурно-пошукових та параметричних). Діапазон глибин, в яких вони зафіксовані, – практично від поверхні до понад 5 км. Як правило, нафтогазопрояви в свердловинах частіше спостерігались в тих же районах, що й на поверхні.

Розглянемо, як розподіляються в межах Кросненського покриву вуглеводні за фазовим складом. В Польських Карпатах газові родовища Передкарпатського прогину облямовують фронтальну частину складчастої споруди, а деякі з них знаходяться і під нею, на певній відстані від її краю. Далі на південний захід (вглиб Карпат) розповсюджені переважно нафтові родовища в таких зонах: Скольській (Скибовій) – 10, Субсілезькій – 2, Сілезькій (Кросненській) – 46, Дуклянській – 2, в Магурській – 7. Ще далі на південний захід відомі тільки газові родовища (всього 6). Лінія, яка розмежовує нафтові і газові родовища, простягається від Сквишчини (на заході) до Ветліни (поблизу українсько-польського кордону).

На українській території цю умовну лінію можна протрасувати від польської Ветліни через Боберку-Бориню-Сможе-Опорець-Ясіню-Яблуницю до Гриняви (можливо, на деяких ділянках її можна посунути північно-східніше). Підставою для цього висновку є те, що в св. Бориня-1, 2, Опорець-10, 13, Жаб'є-32, 33, Гринява-1 були одержані припливи горючого газу, а в двох з них і конденсату. Про ймовірно газоконденсатний склад покладів свідчать: наявність в газах легкого конденсату (св. Бориня-2), близьке до одиниці відношення ізомерного бутану до нормального, зростання вмісту гомологів метану вгору по розрізу (Вуль, 1986 р.). Аналогічні геохімічні характеристики мають і гази та конденсати, одержані при випробуванні св. Гринява-1. Незважаючи на це, було б спрощеним вважати, що на південний захід від цієї лінії розповсюджені тільки скупчення газу і конденсату. Дійсно, в районі с. Луки на Закарпатті, в зоні зчленування Дуклянського і Кросненського покривів (південніше Бітлі) в невеликих кількостях видобували нафту. Це ж стосується і району Ясіні. Отже, доцільніше прогнозувати, що на північ від цієї просторової межі існує більша ймовірність зустріти скупчення нафти, а південніше – газу й конденсату.

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

Найбільші значення останньої зафіксовано в районах Борислава, Биткова,

Лопушною та ін. (до 18 % від ваги важкої фракції шліхової проби). Цю закономірність можна використовувати в значенні важливого пошукового критерія промислової нафтогазоносності. Ділянки, де присутні інтенсивні ореоли розсіювання сульфідів слід вважати потенційно перспективними. В межах Кросненського покриву є декілька таких ділянок. Одну з них виявлено у районі с. Розлуч на північному заході. Вона приурочена до зони зчленування Кросненського та Скибового покривів. Припустимо, що пластові води, насичені іонами цинку та свинцю, й сірководень надходили ближче до поверхні з глибоких горизонтів піднасуву, перекритих Кросненським покривом по площині насуву останнього та по інших порушеннях, зокрема, по Розлуцькому розриву. Можна очікувати, що під Кросненською одиницею тут можуть знаходитись значні скупчення вуглеводнів. Нагадаємо, що таке ж заключення впливає з аналізу розподілу тут природних нафтогазопроявів у поєднанні з деталями геологічної будови цієї ділянки. Друга ділянка, вірніше група ділянок, поширена у південно-східній частині Кросненського покриву, в районах, де він примикає до Чорногорського покриву. Тут ореоли розсіювання сфалериту (до 15 % від ваги важкої фракції) виділені в районі населених пунктів Ясіня, Ворохта та Яблуниця. Всі вони тяжіють до лінії Чорногорського насуву, а вміст сфалериту в шліхах одразу за насувом, вже у межах Чорногорського покриву зменшується на порядок. Це означає, що ця тектонічна одиниця виконує роль екрану для флюїдів, а інтенсивне утворення сфалериту відбувалося по площині Чорногорського насуву шляхом проникнення туди з глибини пластових вод й сірководню. Слід сподіватись, що під Чорногорським покривом, дещо південно-західніше його краю, містяться значні поклади вуглеводнів.

Результати пошукових робіт на нафту і газ, проведених в Кросненському покриві, зводяться до такого. Ще у дорадянський період в межах Кросненського покриву і в південних скибах проводилися проходка шурфів та бурові роботи на нафту і газ. В результаті були відкриті невеликі поклади нафти у Погарі, Козеві, Грозеві, Ясіні, Лугах, Лімні. Прояви вуглеводнів непромислового масштабу спостерігалися на низці ділянок Кросненського покриву в районах Турки, Ропавського, Яворів, Боберки, Розлуча та багатьох інших.

У повоєнний період, у 40-х роках ХХ ст. у Кросненському покриві і південних скибах проводилося структурно-пошукове і розвідувальне буріння на площах Хащів-Лімна-Шум'яч, Хащів-Лопушанка, Явори, Турка, Бітля, Лути, Поташня (Лемківський мегаблок), Козева і Опорець (Бойківський сегмент). У Гуцульському мегаблоці у південних скибах і Передчорногорському тектонічному елементі були пробурені свердловини площі Жаб'є. Незважаючи на те, що у більшості свердловин визначалися прояви горючого газу і нафти, покладів вуглеводнів промислового масштабу відкрито не було.

Починаючи з кінця 60-х років ХХ ст., на частині цих ділянок були пробурені глибокі свердловини, переважно параметричні: Космач Покутський-2, 7, 9, 14, Плоске-1, Лімна-1, 2, Козева-1, Погар-1, Тухолька-1, Бориня-1-3, Бітля-1, Гринява-1, Лютня-1, 10, Семаківська-1. В усіх цих свердловинах зафіксовані нафтогазопрояви, у більшості – газопрояви, іноді дуже інтенсивні.

Зокрема, у св. Бориня-1 (вибій 4873 м), починаючи з глибини 3580 м і до ви-

бою, зафіксовані газопрояви. На глибині 4873 м газопрояви перейшли у відкрите фонтанування газом з конденсатом. Протягом 2 годин 25 хвилин свердловина фонтанувала через бурильний інструмент при тиску на вибої 13 МПа. Після цього фонтанування припинилося, бурильний інструмент прихопило і свердловина була ліквідована. Дебіт газу за найнижчими оцінками становив 500 тис. м<sup>3</sup>/добу. Поруч зі св. Бориня-1 у 1978–1983 рр. пробурено св. Бориня-2, у якій газопрояви почалися з глибини 3472 м. У свердловину спущена 146С139,7 мм експлуатаційна колона на глибину 5228 м. При випробуванні першого об'єкта в колоні в інт. 5160–4995 м з піднасуву Боринської глибинної складки з нижньо-верховинських відкладів олігоцену отримано приплив газу з конденсатом через 50 мм викид з дебітом близько 400 тис м<sup>3</sup>/добу і 20 м<sup>3</sup>/добу води протягом 1,5 години. Після цього НКТ забилися породою. При повторному освоєнні дебіт газу швидко знизився з 10,3 тис м<sup>3</sup>/добу до 4,2 тис м<sup>3</sup>/добу до повного припинення надходження газу. Під час випробування інших 9 об'єктів вже з олігоценових відкладів Боринської глибинної складки були отримані припливи газу з дебітами від 700 до 7000 м<sup>3</sup>/добу, які також зменшувалися майже до нуля.

Параметрична свердловина Бітля-1 (вибій 3205 м) пробурена у Бітлянському субпокрові в межах Яворів-Пилипецької луски з метою розкриття Бітлянської структури. Свердловина розкрила відклади виключно олігоцену. У процесі буріння свердловини проведено випробування 5-ти об'єктів за допомогою пластовипробувача на бурильних трубах у таких інтервалах (м):

- 973–1010 (н. верховинська п/світа) – припливу не отримано
- 1364,5–1404 (н. верховинська п/світа) – отримано 4,4 м<sup>3</sup> фільтрату розгазованого розчину за 45 хв.
- 1865–1933 (головецька світа) – отримано приплив газу  $\phi=2$  м.
- 2213–2258 (головецька світа) – прилад не дійшов до вибою.
- 2978–3056 (головецька світа) – отримано приплив газу та розгазованого бурового розчину  $Q_r=6,2$  т м<sup>3</sup>/добу,  $Q_f=72$  м<sup>3</sup>/добу,  $P_{пл}=41,2$  МПа на гл. 2957 м – 420 атм.

Розріз головецької світи сформований алевритами з прошарками аргілітів. Нижня частина світи (інт. 2972–3134 м) через складні геологічні умови проводки свердловини, а також технічні ускладнення досліджена обмеженим комплексом ГДС. Відсутні методи АК і МБК, що не дало змоги достовірно оцінити фільтраційно-ємнісні властивості виділених колекторів. Враховуючи дані прямих методів дослідження свердловини (ВПТ, ГКПБ), виділені пласти-колектори в інтервалі 3103–2978 м оцінені як газонасичені. В результаті інтерпретації матеріалів ГДС для випробування виділено два об'єкти: I-й – інт. 3103–3094 м, 3090–3085 м, 3078–3070 м – на приплив газу; II-й – 3015–2978 м – на приплив газу. Фактично були випробувані інтервали у 1-му об'єкті: 3103–3094 м, 3086–3070 м – отримали слабкий приплив газу дебітом (підрахований об'ємним методом) 200 м<sup>3</sup>/добу. Максимальні тиски становили:  $P_{тр}=20$  атм,  $P_{затр}=76$  атм. За даними термометрії газом працює інтервал 3070–3086 м.

З метою збільшення дебіту газу було прийняте рішення перестріляти 1-й об'єкт в інт. 3100–3097 м, 3085–3080 м та без встановлення цементного моста

В результаті випробування цих інтервалів отримано приплив газу дебітом  $1000 \text{ м}^3/\text{добу}$  з фільтратом глинистого розчину. Дебіт припливу фільтрату становить  $1,5 \text{ м}^3/\text{добу}$  при  $H_{\text{дин}}=2250 \text{ м}$ . Пластовий тиск на глибині  $3060 \text{ м}$  складає  $290,12 \text{ атм}$ ,  $T_{\text{пл}}=87^\circ\text{C}$ . Максимальний  $P_{\text{тр}}$  становив  $110 \text{ атм}$ ,  $P_{\text{загр}}=90 \text{ атм}$ .

Були перестріляні окремі інтервали I і II об'єктів, однак дебіт газу не збільшився. Отримання промислового припливу флюїду з цього розрізу можливе лише за умови його якісного розкриття. Не дивлячись на трикратну перфорацію газоносного інтервалу, з'єднання з пластом вдалося досягнути лише з трьома прошарками товщиною  $1\text{--}3 \text{ м}$  із загального  $129 \text{ м}$  інтервалу. Велику роль у проникності пластів-колекторів відіграють тріщини. Треба відзначити, що через ускладнення при бурінні свердловини, розкриття інтервалу  $2995\text{--}3205 \text{ м}$  проводилося на глинистому розчині з густиною  $1,58\text{--}1,63 \text{ г/см}^3$ , в'язкістю  $28\text{--}35 \text{ с}$ , водовіддачою  $9 \text{ см}^3/30 \text{ хв}$ . Розкритий розріз сильно закальматований. У зв'язку із складною конструкцією свердловини, проведення гідророзриву пласта (ГРП) неможливе.

Параметрична свердловина Лютнянська-1 (вибій  $3400 \text{ м}$ ) була закладена в краєвій частині Південнолузької складки Дуклянсько-Чорногорського покриву у  $4,7 \text{ км}$  на північний захід від місця розташування, вказаного в рекомендації на її буріння. Тому основна мета буріння – розкриття ядерної частини Південнолузької складки Бітлянського субпокриву – не була виконана. Свердловина, пройшовши послідовно олігоцені відклади Південно- і Північнолузької складок, розкрила в інтервалі глибин  $720\text{--}3400 \text{ м}$  тильні луски Бітлянського субпокриву, представлені верховинськими і головецькими відкладами олігоцену (рис. 142). В процесі буріння проводилося випробування у відкритому стволі за допомогою ВПТ. В інт.  $1008\text{--}1087 \text{ м}$  і  $2404\text{--}2455 \text{ м}$  отримані припливи газу з розрахунковими дебітами відповідно  $22,5$  і  $46,2 \text{ тис. м}^3/\text{добу}$ . У свердловині стаціонарно випробувано  $12$  об'єктів. У більшості з них були одержані припливи горючого газу ( $2$  об'єкти – сухі) з дебітами  $45\text{--}685 \text{ м}^3/\text{добу}$ . Спроби інтенсифікації припливів газу, у тому числі й потужний гідророзрив пласта в  $12$ -му об'єкті, результатів не дали. У низці об'єктів при повторному освоєнні спостерігалися падіння тисків.

Згідно з висновками ГДС, в свердловині виділено та проінтерпретовано  $145$  пластів, з них  $2$  газонасичених,  $57$  слабогазонасичених,  $19$  з невизначеним характером насичення. Газонасичені пласти в інт.  $2427\text{--}2439 \text{ м}$  мають  $K_{\text{п}} 8\text{--}12\%$ , а в інтервалі  $2455\text{--}2474 \text{ м}$  –  $8\text{--}14\%$ .  $K_{\text{п}}$  слабогазонасичених пластів змінюється від  $2,5\%$  (найнижче значення, інт.  $2412\text{--}2427 \text{ м}$ ) до  $3\text{--}6\%$  (основна маса пластів), інколи  $6\text{--}8\%$ , зрідка –  $6\text{--}10\%$  (інт.  $1437\text{--}1457 \text{ м}$ ,  $1469\text{--}1493 \text{ м}$ ,  $2763\text{--}2774 \text{ м}$ ,  $3310\text{--}3320 \text{ м}$ ). Пласти з невизначеним характером газонасиченості характеризуються  $K_{\text{п}} 6\text{--}8\%$ . При випробуванні ВПТ приплив газу в інт.  $2404\text{--}2455 \text{ м}$  становив  $46,2 \text{ тис. м}^3/\text{д}$  (тут  $K_{\text{п}}$  за даними ГДС –  $8\text{--}12\%$ ), а в інт.  $1008\text{--}1087 \text{ м}$  –  $22,5 \text{ тис. м}^3/\text{д}$  ( $K_{\text{п}}$  за даними ГДС –  $5\text{--}8\%$ ).

За лабораторними даними,  $K_{\text{п}}$  в інт.  $1202\text{--}1210 \text{ м}$ ,  $1302\text{--}1308 \text{ м}$  (чотири визначення) змінюється від  $2,19\%$  до  $2,86\%$ , тобто в  $2\text{--}3$  рази менший, порівняно з даними ГДС. Проникність порід-колекторів і коефіцієнт нафтогазонасиченості не визначені. Нагадаємо, що в колекторах олігоцену Бориславсько-

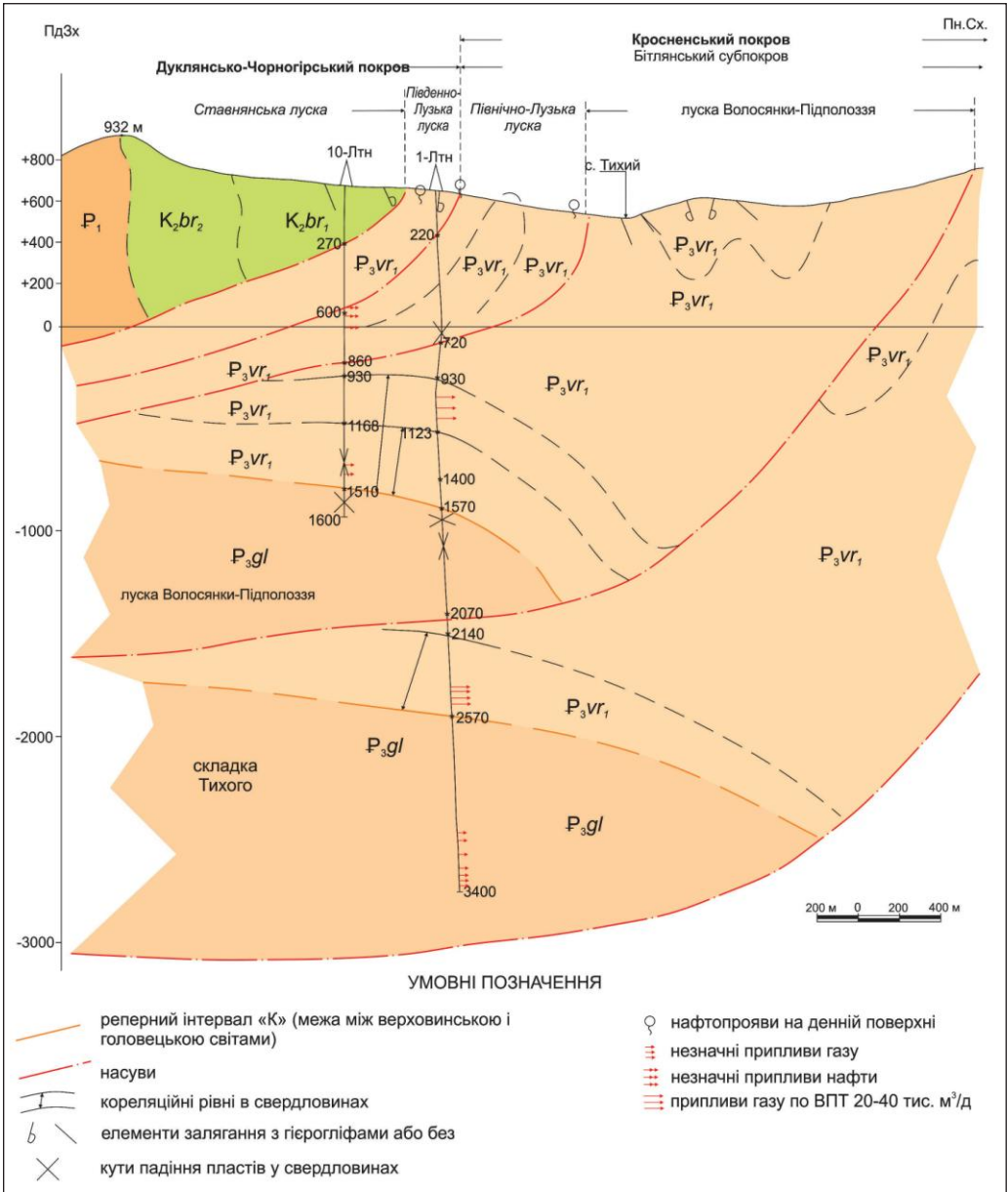


Рис. 142. Геологічний розріз через свердловини Лютнянська-1, 10 (за Ю.З. Крупським, В.Є. Шлапінським, варіант 1)

Покутської зони нижня межа пористості, яка прийнята ДКЗ, становить 7%. Породи представлені щільними і дуже щільними, міцними аргілітами, алевролітами, дрібнозернистими пісковиками. Добре виражена шаруватість, відмічена значна тріщинуватість порід, інколи пошарова. Тріщини виповнені кальцитом. Алевроліти і пісковики кварцові дрібно- і мікрозернисті цемент кальцитовий або кременисто-карбонатний. Текстура масивна, структура алевро-псамітова

(рис. 143, 144). Добре видно тріщинуватість (рис. 145). Інколи тріщини відкриті, розміром 0,02–0,5 мм.



Пісковик масивний дрібнозернистий кварцовий карбонатний з тріщинами і кавернами, які виповнені карбонатом

**Рис. 143.** Вертикальний зріз керна св. Лютнянська-1 (інт. 1302–1308 м)



Пісковик, аналогічний рис. 143

**Рис. 144.** Вертикальний зріз керна св. Лютнянська-1 (інт. 1504–1510 м)

Параметрична свердловина Семаківська-1 була закладена в межах однієї структури, яка знаходиться в лусці Порочин-Ропочел Передчорногорського тектонічного елемента. У пробурених тут раніше структурно-пошукових св. Жаб'є-32, 33 при проходженні головецьких відкладів олігоцену відмічені викиди глинистого розчину з глибини відповідно 778 і 679 м на висоту до 17 м. У св. Семаківська-1, розташованій південно-західніше св. № 33 цей рівень відповідає покрівлі головецької світи і характеризується розвитком колекторів в інтервалі 800–875 м з відкритою пористістю від 8 до 20%.

Викиду тут не сталося через обважнення бурового розчину до  $1,34 \text{ г/см}^3$ . Під час випробування у відкритому стволі з інт. 831–884 м було отримано приплив горючого газу середнім дебітом  $7773 \text{ м}^3/\text{добу}$ , а з урахуванням закупорки пласта – 9,24; потенційний дебіт мав становити  $71832 \text{ м}^3/\text{добу}$ . Під час дослідження (ВПТ) нижньокрейдових відкладів Чорногорського покритву в інтервалі 499–569 м одержано  $0,76 \text{ м}^3$  розчину (флюїд+газ),  $Q_{\text{рідини}} - 36,6 \text{ м}^3/\text{добу}$ ,  $Q_{\text{г}} - 3 \text{ тис. м}^3/\text{добу}$ . Загалом, за ГДС в інт. 507–1369 м рекомендовано для випробування 8 горизонтів. Під час випробування нижчих об'єктів в експлуатаційній колоні, ніж згадані, які відзначаються пористістю 7–11 %, були отримані припливи легкої нафти дебітом  $25 \text{ л/добу}$  з газом. Потенційно газоносні горизонти, розміщені вище, поки ще не випробовували.

Гринявська параавтохтонна складка згори перекрита Чорногорським покритвом, який виконує роль надійної покрівлі для нижчезалеглих структур.



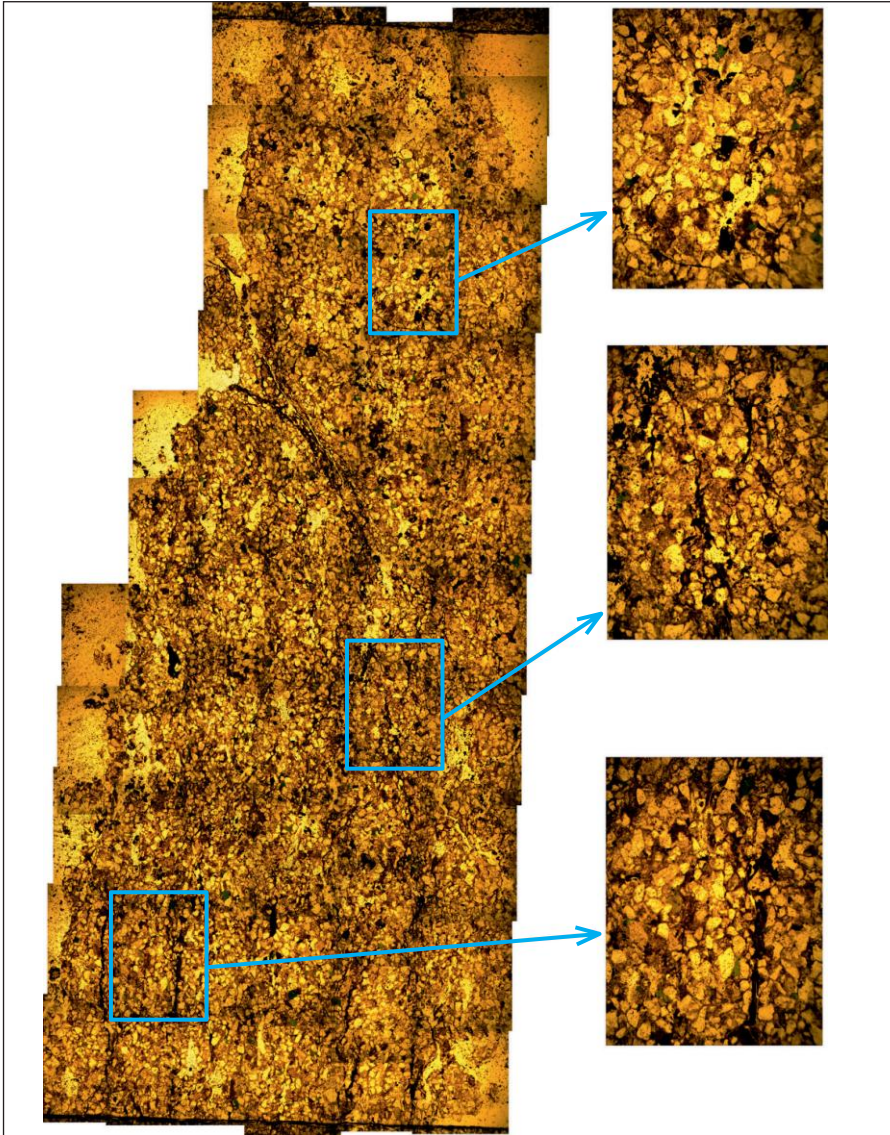


Рис. 145. Вертикальний зріз керна Лютянська-1 (інт. 1302–1308 м)

Природні нафтогазопрояви у північно-західній частині Чорногорського покриву зустрічаються зрідка. Здебільшого вони тяжіють до фронтальної частини покриву, де останній ще не є потужним і більш проникний для вуглеводнів. Небагато їх і в південно-східному секторі цієї тектонічної одиниці. Наприклад, описані виразні сліди нафти на схилі гори Васкуль на межі нижньо- та верхньошипотської підсвіт. Менш чітко вони проявлені в чорногорських пісковиках на схилах Попа Івана (г. Чорна Гора). Також відзначене сильно газуюче джерело в долині потоку Чорний. Метан, щоправда не в дуже значних кількостях, присутній і в складі водорозчинних газів у джерелах в районі с. Голошино, південно-західніше

св. Гринява-1. Прояви горючого газу, у тому числі й інтенсивні, мали місце й в структурно-пошукових св. Жаб'є-32, 33 в районі с. Яблуниця. Промисловий приплив газу, у складі якого переважали вуглеводні, було отримано при випробуванні олігоценових відкладів Семаківської структури (табл. 23, 24). Ці дані свідчать, що у відкладах, які перекриті Чорногорським покривом, містяться значні скупчення вуглеводнів. У тих випадках, коли існують ще й структури, що містять піщані горизонти із задовільними ємнісними характеристиками, є велика ймовірність відкриття покладів вуглеводнів.

Таблиця 23. Результати випробування перспективних об'єктів св. Гринява-1

| № об'єкта | Інтервал випробування, м | Вік порід         | Дебіт газу (абс. віан.), м <sup>3</sup> /А | Дебіт конденса-ту, м <sup>3</sup> /А | Пластовий тиск, МПа |
|-----------|--------------------------|-------------------|--|--------------------------------------|---------------------|
| I         | 4602–4481                | J <sub>3</sub> gl | 14400                                      | 0,025                                | 68,61 (4541,5 м)    |
| II        | 4480–4468 та 4620–4481   | J <sub>3</sub> gl | 12800                                      | 0,024                                | -                   |
| III       | 4450–4410 та 4668–4602   | J <sub>3</sub> gl | 14500                                      | 0,027                                | 68,06 (4506 м)      |
| IV        | 4400–4304 та 4450–4410   | J <sub>3</sub> gl | 450  | 0,016                                | 53,7 (4377 м)       |
| V         | 4284–4256                | J <sub>3</sub> gl | припливу не одержано                       |                                      | -                   |
| VI        | 4120–4059                | J <sub>3</sub> gl | припливу не одержано                       |                                      | -                   |

Таблиця 24. Хімічний склад вільних газів, одержаних при випробуванні св. Гринява-1

| Інтервал, м | Вік                | Хімічний склад  |        |       |                |                 | Коефіцієнти          |  |  |                     |  |
|-------------|--------------------|-----------------|--------|-------|----------------|-----------------|----------------------|--|--|---------------------|--|
|             |                    | CH <sub>4</sub> | ΣТ.В.в | ΣВ.в  | N <sub>2</sub> | CO <sub>2</sub> | CH <sub>4</sub> /ΣТУ | iC <sub>5</sub> H <sub>12</sub> /nC <sub>3</sub> H <sub>12</sub> | iC <sub>4</sub> H <sub>10</sub> /nC <sub>4</sub> H <sub>10</sub> | ΣТУ/CH <sub>4</sub> | C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> /C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> |
| 4450–4410   | J <sub>3</sub> mnl | 89,04           | 9,53   | 98,57 | 0,596          | 0,83            | 9,34                 | 2,49   | 1,48   | 0,107               | 0,386  |
| 4602–4410   | J <sub>3</sub> mnl | 97,05           | 1,49   | 98,54 | 1,24           | 0,21            | 64,91                | 1,65   | 1,0  | 0,015               | 1,29   |
| 4602–4470   | J <sub>3</sub> mnl | 95,29           | 1,76   | 97,66 | 2,47           | 0,465           |                      |  |  |                     |  |
| 4602–4481   | J <sub>3</sub> mnl | 96,79           | 1,52   | 98,32 | 1,367          | 0,316           |                      |  |  |                     |  |

З викладеного можна зробити висновок, що причиною негативних результатів буріння багатьох свердловин у Кросненському покриві є низькі ємнісні характеристики тріщинно-порових і порово-тріщинних колекторів головецької і верховинської світ, які погіршуються ще й внаслідок значних репресій на пласти. Через наявність зон АВПТ, щоб не допустити аварійного викиду, доводилося обважнювати бурові розчини гематитом і баритом. Причиною падіння «до нуля» припливів газу з незакальматованих ділянок пластів є, на думку багатьох геологів, надмірна депресія на пласти, яка, можливо, викликає змикання тріщин та ізолює пласти від стволів свердловин.

Такі ущільнені колектори містять переважно малорухливий розсіяний газ, рух якого в пластових умовах значною мірою підпорядкований не закону Дарсі, а силам міжмолекулярної взаємодії з їх матрицею, що особливо проявляється

у випадку звуження капілярів. При розкритті таких некондиційних колекторів свердловинами відбувається або повільний приплив розсіяного газу з дебітами, що не перевищують 0,5–2,0 тис м<sup>3</sup>/добу тривалістю до 10 років, або інтенсивний приплив у декілька сотень тисяч кубічних метрів за добу (від декількох годин до 2–3 місяців), як це зафіксовано у св. Бориня-1, 2. Ресурси газу у таких колекторах можуть бути величезними. Так, ресурси газу щільних низькопроникних пісковиків тільки трьох осадових басейнів епіплатформового орогену Скелястих Гір – Уїнкта, Пайсенс і Грін Рівер – оцінені у 17 трлн м<sup>3</sup>, що у 20 разів перевищує ресурси кондиційних колекторів цих же басейнів. Низька якість таких колекторів компенсується їх широким розвитком по площі і розрізу. Щоправда, видобуток газу в таких умовах потребує додаткових витрат, пов'язаних з необхідністю буріння великої кількості свердловин і впливу на привибійну зону. У зв'язку з низькою матричною проникністю – 10<sup>-18</sup>–10<sup>-22</sup> м<sup>2</sup> дебіти свердловин зазвичай малі. Другою імовірною причиною низьких дебітів є помилковий вибір об'єктів випробування в свердловинах, у зв'язку з погрішностями інтерпретації ГДС, які зростають при зниженні пористості колекторів, а також неефективне розкриття свердловин і випробування продуктивних інтервалів.

Неприпустимо використовувати при розбурюванні низькопроникних колекторів звичайні глинисті розчини, особливо обважені баритом або гематитом. Це призводить до кальматації привибійної зони. Необхідно використовувати полімерні розчини і солеві, розчинні у кислотах. У випадку обваження розчинів баритом і гематитом, що необхідно для уникнення аварійних викидів, слід використовувати глибокопроникні гідророзриви. В результаті їх застосування (на довжину до 300 м) середні дебіти свердловин у Західній Дакоті збільшилися з 1230 м<sup>3</sup>/добу у 3–4 рази, що покривало усі затрати, пов'язані з гідророзривом (величина їх становила до 50 % від вартості буріння [97]).

Через те, що колекторські властивості покращуються в склепіннях антиклінальних складок, сейсмічні дослідження повинні бути спрямовані на їх виявлення. У теригенних породах тріщинна ємність зумовлюється тріщинами міжгранулярної пустотності добре проникних пісковиків, що «працюють» як крупні тріщинні канали.

Все викладене стосується і потенційно газоносної частини Кросненського покриву і прилеглих тектонічних одиниць. Тут розповсюджені ущільнені, переважно газонасичені колектори на значних за розмірами площах і в широкому діапазоні глибин. Присутні і різноманітні пастки – як структурні, так і літологічні. Сприятливі гідрогеологічні і термобаричні показники свідчать про достатню гідродинамічну закритість розрізу. Це дозволяє виділити на північному заході у Лемківському і Бойківському мегаблоках дві ділянки: першу – Боберка-Либохора-Сможе-Опорець площею 130 км<sup>2</sup> у Львівській області, другу – Луги-Буковець в Закарпатській області площею 300 км<sup>2</sup>. На південному сході у Бойківському і Гуцульському мегаблоках також є дві перспективні ділянки: Яновецько-Брустуранська (площею 272 км<sup>2</sup>) в Закарпатській області і Климпуші-Лазещинська (площею 230 км<sup>2</sup>) в Івано-Франківській і Закарпатській областях.

Загальна площа всіх чотирьох ділянок сягає 932 км<sup>2</sup>. З південного заходу вони обмежені гідротермальним полем. При виборі конкретних площ під по-

шукове буріння слід враховувати фактори, які впливають на оптимізацію робіт. Важливо, щоб у розрізі поєднувалися низько- і високопорові колектори, були наявні ділянки з підвищеною тріщинуватістю порід – склепіневі частини стиснених антиклінальних складок, перетини різноорієнтованих диз'юнктивних порушень. З точки зору рентабельності видобувних робіт, важливим чинником є розподіл глибин залягання газонасних горизонтів. Якщо орієнтуватися на матеріали вже проведеного буріння, то значні прояви газу відмічені на глибинах від перших десятків метрів (в картувальних св. Лімна-124 і 140, Люта-18). Значніші прояви з дебітами до 10 тис. м<sup>3</sup>/добу зафіксовані на глибинах 700–800 м у низці структурно-пошукових свердловин у Бойківському і Гуцульському мегаблоках і, нарешті, в глибоких свердловинах вони відзначалися починаючи з 1000 м. Від чого залежить такий розподіл сказати наразі важко.

Визначені райони розвитку ущільнених газонасичених колекторів у Кросненському покриві Українських Карпат і південних лусках Скибового покриву, що межують з ним. Північно-східною границею району є лінія розподілу переважно нафтоносною територією з газонасною, яка простягається в Лемківському і Бойківському сегментах від польсько-українського кордону на північний схід по лінії Боберка-Бориня-Сможе-Опорець. У Гуцульському блоці вона, вірогідно, проходить через Ясіню-Яблуницю до Гриняви. З південного заходу перспективний газонасний район обмежується північно-східною границею гідротермального поля, у якому флішовий чохол зараз залягає на залишках дофлішової основи з підвищеним тепловим потоком. У підземній газогосфері цього поля переважають вуглекислота і азот. Натомість, у вуглеводневому полі, розміщеному північно-східніше, домінують вуглеводні. Флішовий чохол цього поля має в основі південно-західний край платформи. Розмежовуються ці поля і, відповідно, дофлішова основа і платформа Ужоцьким (Палеопередкарпатським) розломом, що геоморфологічно збігається з головним карпатським вододілом.

Свердловини, пробурені в межах цього району, розкривали скупчення горючого газу, нерідко з дебітами до 500 тис. м<sup>3</sup>/добу, які швидко спадали. Вважається, що причинами цього явища є розвиток тріщинно-порових ущільнених колекторів, а також значні репресії під час буріння свердловин і підвищені депресії при випробуванні газонасних горизонтів.

Райони розвитку ущільнених колекторів поділяються на низку ділянок: на північному заході – Боберка-Либохора-Сможе-Опорець (площа 130 км<sup>2</sup>) і Лути-Буковець (300 км<sup>2</sup>); на південному сході – Яновецька-Брустуранська (272 км<sup>2</sup>) і Бистрицько-Лазещинська (230 км<sup>2</sup>) (рис. 146). На цих ділянках поширені товщі ущільнених колекторів, зосереджених переважно у відкладах палеогену. Відкрита пористість їх не перевищує в середньому 5–7 %, а проникність – < 0,01·10<sup>-3</sup> мкм<sup>2</sup>. Проте, поряд з ними у розрізі присутні і середньо- та високопористі колектори: гранулярні, порово-тріщинні і тріщинно-порові. Вони можуть виконувати роль природних резервуарів для вуглеводнів та бути каналами їх підведення. Ця обставина підвищує перспективність виділених ділянок. Не слід нехтувати і впливом структурного фактора на характер розподілу у розрізі скупчень вуглеводнів. Позитивні структурні форми – склепіння антиклінальних складок або їх

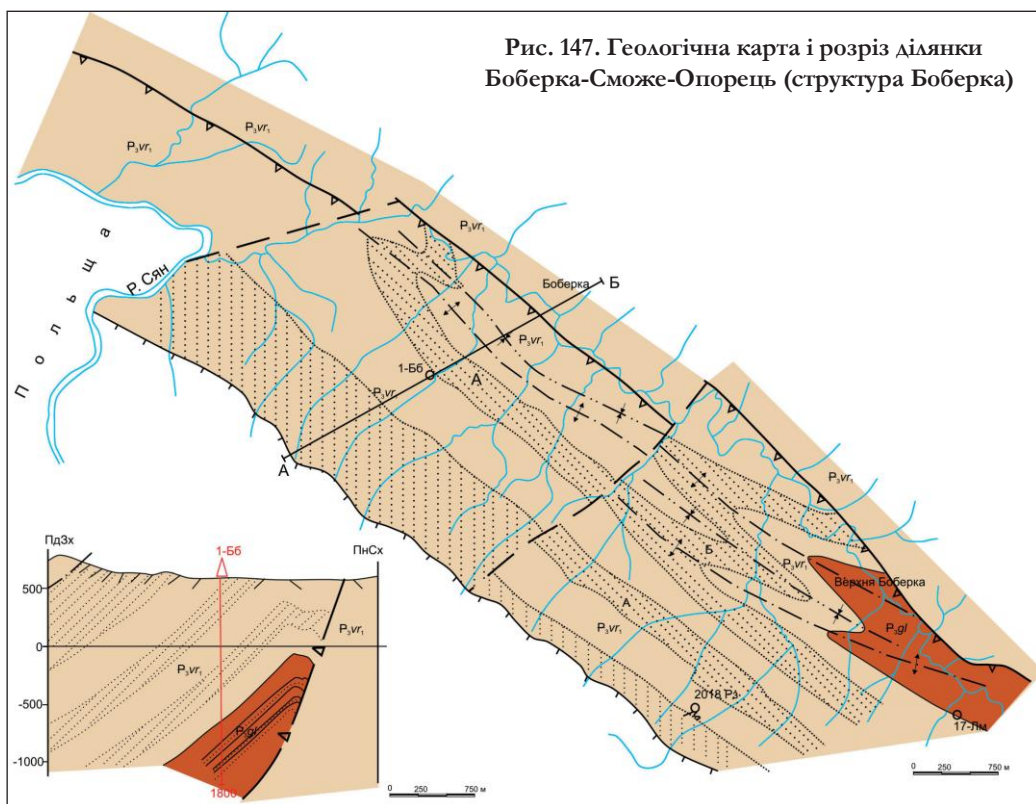


фрагменти, а також флексуроподібні елементи – слід вирізняти як першочергові перспективні об'єкти, особливо, коли вони надійно екрановані малопроникними товщами чи тектонічно екрановані. Про можливу присутність у розрізі скупчень вуглеводнів промислового масштабу, можуть свідчити поверхневі природні прояви вуглеводнів і висока концентрація сульфідів негідротермального генезису в шліхах. Виходячи з викладеного, на ділянці Боберка-Сможе-Опорець виділені перспективні структури Боберка, Луки-Буковець-Тихого, Лазещина-Климпуші і Максимець-Бистриця, Бруструанка-Яновець і Яновець.

## 7.2. ДІЛЯНКА БОБЕРКА-СМОЖЕ-ОПОРЕЦЬ (СТРУКТУРА БОБЕРКА)

Рекомендована структура розташована поблизу с. Боберка Турківського району (19 км на захід від м. Турка) поблизу державного кордону з Польщею, в басейні р. Сян. У тектонічному відношенні вона локалізована в передовій Боринській лусці Біляньського субпокриву Кросненського покриву і складена виключно породами олігоцену (рис. 147).

**Стратиграфія.** У межах Боберської структури на денній поверхні розвинені породи олігоцену в кросненській літофації: головецька і верховинська свіпи (рис. 148). Глибокі свердловини, пробурені в Боринській лусці (наприклад, Бориня-3, вибій – 5230 м), не розкрили відкладів, старших від олігоцену.



| Система  | Відділ   | Світа        | Підсвіта | Система           | Літологічна колонка | Потужність  | Літологічна характеристика порід  |
|----------|----------|--------------|----------|-------------------|---------------------|---|---|
| ПАЛЕОГЕН | Олігоцен | Верховинська | Нижня    | Р vt <sub>1</sub> | насув               | >250 м  | Рівномірне ритмічне перешарування порід сірого вапнистого флішу. Пісковики сірі дрібнозернисті, хвилястошаруваті. Алевроліти тонкошаруваті і аргіліти дуже вапнисті, майже мергелі.                   |
|          |          |              |          |                   | 600 м               | Груборитмічний фліш кросненського типу з перевагою пісковиків. Пісковики сірі, різнозернисті, вапнисті, масивні товстошаруваті (1-5м до 10м) з прошарками і пачками (1-2м до 5м) аргілітів сірих, дуже вапнистих і тонкошаруватих дрібнозернистих пісковиків або алевролітів. |   |
|          |          |              |          |                   | 370 м               | Ритмічне перешарування з перевагою аргілітів сірих, вапнистих, тонкошаруватих, з алевролітами і тонкошаруватими пісковиками рідше з товстошаруватими (1-2м).  |   |
|          |          |              |          |                   | 180 м               | Груборитмічний фліш з перевагою пісковиків.   |   |
|          |          |              |          |                   | 300 м               | Ритмічне перешарування з перевагою аргілітів.   |   |
|          |          |              |          |                   | 180 м               | Груборитмічний фліш з перевагою пісковиків.   |   |
|          |          |              |          |                   | 200 м               | Ритмічне перешарування з перевагою аргілітів.   |   |
|          |          |              |          |                   | 10 м                | Горизонт смугастих вапняків.  |   |
|          |          |              |          |                   | Р gl                | >900 м  | Верхня частина світи представлена сірим, вапнистим, переважно глинистим, флішем кросненського типу. Чорні аргіліти і не вапнисті пісковики менілітового типу залягають тільки у нижній частині світи. |

Рис. 148. Стратиграфічна колонка ділянки Боберка-Сможе-Опорець (структура Боберка)

Олігоцен. *Головецька світа* (3:gl). Самі низи світи з підкременевою пачкою і нижньокременевим горизонтом тут відсутні (зрізані насувами). Найповніший розріз розкритий глибокою свердловиною Бориня-3 в інтервалі 970–2250 м (близько 1100 м розрізу). Верхня частина світи (близько 500 м) відслонюється на денній поверхні.

У Турківському субпокрові у цій частині Карпат головецька світа ділиться на дві підсвіти: нижню глинисту і верхню піщану. У південно-західному напрямку у верхній підсвіті поступово зростає відсоток аргілітів і вже в Біглянському субпокрові цей поділ унеможлиблюється. Проте, в його перших лусках вміст пісковиків ще великий. У нижній частині значну роль відіграють породи менілітового літотипу [197].

Пісковики дрібнозернисті кварцові алевритисті темно-сірі, іноді із зеленуватим відтінком, кременисті, нерідко кварцитоподібні, дуже міцні тонкошаруваті та тонкоплитчасті (0,01–0,02 м), складаються з погано відсортованих за розміром (0,01–0,05 мм) і обкатаністю зерен кварцу, деякі з них регенеровані. Кількість зерен інших мінералів (польових шпатів і акцесорних) незначна – 0,5–10 %. Цемент кременистий, зрідка карбонатно-кременистий. Тип цементації регенераційний, контактний або поровий. Пори можуть бути заповнені опалом, халцедоном, кальцитом, глауконітом, оксидами заліза. Кількість цементу зрідка перевищує 10–15 % породи. Структура алевритова, псамоалевритова або алевропсамітова, текстура зазвичай тонкошарувата.

Пісковики середньо- і різнозернисті світло-сірі, майже білі, цукроподібні кварцові оліго- і поліміктові. Кластичний матеріал у них погано відсортований за обкатаністю і розмірами (від 0,05 до 0,3–0,6 мм). Кварцові різновиди на 95 % складаються з кварцу. В оліго- і поліміктових пісковиках відзначається до 15–30 % уламків порід: кварцитів, кварцових і кварцово-слюдистих сланців, кременистих аргілітів, халцедонітів, криптокристалічних вапняків і мергелів. Зустрічаються зерна польових шпатів і акцесорних мінералів (до 1 %). Цемент становить не більше 10–15 %. Цементация контактова, регенераційно-контактова чи порова. Структура псамітова або алевропсамітова, дрібно- і середньозерниста. Текстура масивна, пориста. Товщина окремих пластів пісковиків такого типу від 0,2 до 3–4 м.

Аргіліти чорні і коричневі, не карбонатні, часто кременисті, тонкошаруваті з вицвітами ярозиту або залізних охр на площинах нашарування з дрібними кристалами гіпсу, зрідка з відбитками дусок та іншими залишками риб. Товщина окремих шарів від 0,05 до 2 м. Аргіліти складаються з дуже дрібних пелітових частинок глинистої речовини, серициту і кремнезему, забарвлених в бурий колір тонкодисперсним піритом, продуктами його окиснення, а також домішками органіки. У деяких різновидах аргілітів присутні домішки дрібного алевритового матеріалу.

Мергелі сидеритові сірі і темно-сірі, дуже міцні, з жовтувато-сірою або охристо-червоною поверхнею вивітрювання. Утворюють окремі жовна, лінзи різної величини і товщини від 0,1 до 1,2 м. Складаються з кристалічних, зрідка дрібнозернистих карбонатів і глинистого пелітового матеріалу, які утворюють однорідну масу породи. Фактично під назвою *сидеритові мергелі* об'єднується



ціла група порід: від вапняків доломітисто-сидеритових, глинистих сидеритів і доломітів до сидеритових мергелів.

Вище за розрізом зростає вміст порід кросненського ліготипу, які представлені сірими вапнистими породами.

Аргіліти сірі, вапнисті і сильновапнисті, середньої міцності, середньо- і грубошаруваті, іноді алевритисті. Складаються з пелітового глинисто-серицитового матеріалу з домішками криптокристалічного кальциту (10–25%), який складає основну масу породи. У ній розсіяні дрібні луски слюди, алевритові зерна кварцу і польових шпатів. Іноді алевритова складова становить до 10–30%. Структура аргілітів пелітова, текстура однорідна або шарувата. Товщина окремих прошарків від 0,05–0,1 до 1,5–2 м.

Мергелі сірі глинисті слюдисті грубошаруваті або нерівноплитчасті, тонкошаруваті (0,1–0,25 м), відрізняються від аргілітів більшим вмістом кальциту (30–50%), більшою щільністю і міцністю. Структура пелітоморфна або алевропелітова.

Алевроліти і пісковики сірі дрібнозернисті вапнисті і сильновапнисті, кварцові, нерідко сильнослюдисті міцні хвилясті і звивистохвилясті, інколи тонкоплитчасті, тонко- і середньшаруваті (від 0,05–0,1 до 0,3–0,5 м). Зрідка шари пісковиків такого типу досягають 1–2 м. Складаються такі породи переважно з кутастих чи напівобкатаних зерен кварцу розміром 0,03–0,25 мм, іноді сильно кородованих. Зазвичай присутні 5–10% лусок слюди, головним чином мусковіту, які приурочені до площин нашарування, зустрічаються також вивітрени зерна польових шпатів, рідше уламки халцедонітів, кременистих аргілітів і вапняків. Вміст їх в олігоміктових різновидах пісковиків досягає 7–15%. Цемент карбонатний, зазвичай дрібнозернистий або глинисто-карбонатний з включеннями піриту, глауконіту, оксидів заліза, становить до 30–50%. Тип цементації поровий, базальний, зрідка пойкілокластичний. Структура алевролітів псамоалевритова або алевропелітова, дрібнозерниста, текстура масивна, мікрошарувата, хвиляста або звивистошарувата. У підосві пластів присутні численні скульптурні знаки – гієрогліфи, у тому числі сліди повзання хробаків, а в покрівлі – ознаки брижі. Присутні також численні прожилки білого кальциту.

Пісковики різнозернисті поліміктові, іноді з дрібним гравієм, сірі, світлосірі слюдисті, переважно вапнисті, по-різному зцементовані – від слабозцементованих, пористих до щільних, міцних. Переважають пісковики середньої щільності. Більшість пісковиків товстошаруваті (0,5–5 м, зрідка до 10 м) з великими гієрогліфами та дрібним гравієм у підосві. Кластичний матеріал складається з напівобкатаних та обкатаних зерен кварцу (35–75%), уламків порід (25–50%), вивітрених зерен польових шпатів (5–15%), лусок мусковіту і біотиту (3–7%), поодиноких акцесорних мінералів, серед яких переважає гранат. Розмір уламків від 0,05 до 1–3 мм. Уламки порід представлені кварцитами, кварцовими чи кварцово-слюдистими сланцями, халцедонітами, алевролітами, менше кременистими аргілітами, криптокристалічними або дрібнозернистими вапняками, значно вивітряними виверженими породами. Цемент (10–30%) карбонатний, глинисто-карбонатний або кременисто-карбонатний, різною мірою розкристалізований. У ньому зустрічаються включення сингенетичних мінералів

(глауконіту, піриту, оксидів заліза), уламки і цілі мушлі форамініфер, а іноді уламки мушель пелеципод і вуглистий детрит. Типи цементації – контактний, поровий, базальний і перехідні між ними. Структура пісковиків цього типу алевропсамітова, нерівномірнозерниста з елементами псефітової, гравійної. Текстура зазвичай масивна або шарувата, інколи плитчаста чи товстоплитчаста.

За даними буріння св. Бориня-3 у нижній частині головецької світи спостерігається чергування пісковиків товщиною від 0,1–0,5 до 2,5 м, алевролітів та аргілітів чорних і сірих. Загалом переважають пісковики. В інтервалі 2270–2140 м фіксується підвищена гамма-активність порід, що свідчить про великий вміст чорних аргілітів. Вище за розрізом присутнє чергування піщаних (70–120 м) і глинистих (5–40, зрідка 60 м) пачок. Товщина світи до 1000 м.

*Палеогеографічні умови осадонагромадження.* На підставі аналізу даних ГДС у свердловині Бориня-3 головецьким відкладам Боринської луски (інтервали 2260–1580 м) дана наступна характеристика. На думку спеціалістів ЗАТ «УкрПромгеофізика» можна припустити, що при формуванні головецької світи осадонакопичення проходило в умовах потужного трансгресивного етапу. Фаціальний ряд цієї серії характеризується, у цілому, зміною вгору за розрізом мілководних теригенних фацій глинистими фаціями відкритого моря, про що свідчить забарвлення та мінеральний склад (за результатами геолого-геохімічних досліджень розрізу). При цьому відбувалося почергове наступ і відступ моря за загальної переваги першого. Це підтверджують такі дані. Нижня частина інтервалу представлена здебільшого алевроліто-піщаними пластами, які вгору за розрізом змінюються глинистими різновидами. Після цього відбулася зміна циклу, що супроводжувалася накопиченням теригенної псамітової фракції, тобто незначне підняття морського дна з наступним зануренням та нагромадженням глинистого матеріалу.

Дані нахилометрії вказують на структурні кути 30–35° при південно-західному падінні. Зміна кутів в глинистих породах у широких межах зумовлена дрібнішими етапами відступу та наступу моря при перевазі останніх. Інша ситуація при перевазі пелітової складової (дрібні та тривалі трансгресивні етапи). Згідно з геолого-геохімічними дослідженнями цей розріз характеризується зміною вгору за розрізом сіро-коричневих алевролітів та пісковиків на глинисті утворення, що вказує на зміну мілководних теригенних фацій глинистими фаціями відкритого моря в умовах високого ступеня окиснення (підфаза безкисневих подій при трансгресії моря і зміні клімату). В цих умовах погіршення пористості порід та проникності теригенних відкладів відбувалося не тільки ущільнення порід, але й заповнення міжзернового простору і тріщин карбонатами, сульфатами і кремнеземом. Ступінь відсортованості уламкового матеріалу низький. Під час занурення таких порід на великі глибини і виникнення структур розчинення утворюється жорсткий каркас і хоча внаслідок ущільнення зерен пористість дещо зменшується, пори залишаються відкритими. Це забезпечує збереження проникності.

Нижньоворховинські відклади Боринської луски не проаналізовані, проте дається характеристика аналогічних відкладів, розвинених в наступній на північ тильній лусці Турківського субпокриву. Аналіз ГДС та нахилометрії вказує на

зміну при їх формуванні, порівняно з головецькими відкладами, трансгресивного етапу на регресивний, заміщення вгору за розрізом глинистих утворень псамітовими фаціями, які в свою чергу перекриваються пелітовою фракцією, що характерно для рухливих областей при чергуванні відступу та наступу моря за переваги першого. Характерним для регресивного циклу є накопичення псамітового та псефітового матеріалу. Дані геолого-геохімічних досліджень вказують на високий ступінь катагенетичних перетворень порід і, відповідно, на несприятливі обставини для збереження первинної пористості в піщаних породах. До таких ознак належать:

- низький ступінь обкатаності та сортування кластичного матеріалу;
- широкий розвиток регенерації та ущільнення зерен кварцу;
- змішаний мінеральний склад цементу.

Такими властивостями характеризуються щільні колектори з низькими фільтраційно-ємнісними властивостями. Покращення останніх може відбуватися у склепінних частинах складок, в принасувних і прирозривних зонах, на ділянках, де спостерігається різка зміна вмісту карбонатного цементу в пісковиках.

На нашу думку, це стосується як головецьких, так і нижньоверховинських пісковиків. Так, на нафтовому родовищі Поляна-Оstre, яке розташоване за 13 км від с. Боберка на суміжній польській території, у лусці, що межує з Боринською лускою, з глибини 170 м із нижньоверховинських пісковиків відбулося аварійне фонтанування нафти з дебітом 4000 т за 3 доби (1300 т/д) [194]. Слід відзначити, що склепінна частина антикліналі Поляна-Оstre ускладнена серією дрібніших складок, в результаті чого потужні пісковики на денній поверхні розбиті мережею досить широких тріщин (пошукові роботи там були ініційовані завдяки наявності природних поверхневих проявів нафти).

**Верховинська світа ( $Z_{3vr}$ ).** У межах площі присутні нижня і середня підсвіти.

*Нижньоверховинська підсвіта ( $Z_{3vr1}$ )* складена пачками товстошаруватих, різнозернистих пісковиків кросненського типу, які чергуються з аргілітами, алевролітами, рідше мергелями. У подошві підсвіти присутній маркуючий горизонт смугастих вапняків. Зазвичай вони коричнювато-сірі з жовтуватою або білою кіркою вивітрювання. Вони складаються з дисперсного криптокристалічного кальциту і кремнезему, які утворюють однорідну щільну масу. Товщина смугастих вапняків 0,02–0,35 м, горизонту – 0,5–1,0 м. Нерідко вони перешаровані з теригенними породами – аргілітами, алевролітами, пісковиками і мергелями, часто це пачки з перевагою аргілітів (до 4–12 м) з тонкими прошарками смугастих вапняків. Крім тонкосмугастих вапняків, зустрічаються вапняки з більш широкими смугами («стрічкові вапняки»).

У нижній частині підсвіти (350 м) переважають піщані пачки. Окремі пісковики мають товщину 4–5 м, піщані пачки 5–45 м, глинисті пачки 2–12 м. Вище розвинена частина розрізу (близько 150 м) з переважанням аргілітів; ще вище відзначається чергування піщаних і глинистих пачок, майже рівноцінних (товщина цієї частини розрізу 300 м). Над нею знову переважають пісковики. Загальна товщина підсвіти становить близько 1300 м.

*Середньоверховинська підсвіта* ( $Z_{3v2}$ ) складена середньоритмічним чергуванням сірих вапнистих аргілітів, алевролітів і звивистошаруватих дрібнозернистих пісковиків (0,2–0,5 м). Товщина підсвіти 500–800 м.

**Тектоніка.** Рекомендовані ділянка і структура знаходяться у передовій лусці (Боринській) Сможевської скиби Біглянського субпокриву Кросненського покриву. У фронтальній частині луски від с. Бориня до с. Шандровець на відрізку 15 км виходять відклади головецької світи олігоцену, в тильній – широка смуга нижньоверховинських відкладів. З північного сходу Боринська луска спочатку насунута на дуже вузьку луску з головецькими і верховинськими відкладами (можливо це зірване північно-східне крило Боринської складки, що простежується за простяганням фрагментарно), а далі – і на верховинські (нижні, а місцями середні) відклади Яблунівської луски Турківського субпокриву. На північний захід від с. Шандровець у с. Верхня Боберка зафіксований фрагмент склепіння антиклінальної Боринської складки, яка по головецьких відкладах замикається і занурюється. Відтак, на денній поверхні розповсюджені вже тільки нижньоверховинські відклади. Через 1,5 км на північний захід луску перетинає поперечне розривне порушення типу скидо-зсуву. За ним виділяється тектонічний блок Боберка, з північного заходу вздовж р. Ріка (права притока р. Сан) відокремлений від продовження луски подібним поперечним порушенням. Ширина луски в блоці понад 2 км. У її фронтальній частині присутня антиклінальна складка зі збереженим склепінням шириною близько 400–500 м. У нижньоверховинській підсвіті на денній поверхні відслонюється потужна (приблизно 200 м) піщана пачка «А». Нижче за розрізом розвинена друга піщана сумірна пачка, відокремлена від першої глинистою товщею (300 м), яка на денну поверхню виходить тільки у сусідньому блоці Верхня Боберка, отже вона ізольована від денної поверхні.

**Нафтогазозносність.** У тектонічному блоці Боберка відомий тільки один вихід нафти, розміщений у північно-західній частині блоку на правому березі р. Ріка поблизу перетину поперечного розривного порушення, що обмежує блок з насувом Боринської луски. Біля цього нафтопрояву був шурф (відзначений на карті К. Толвінського), з якого видобували нафту. У сусідньому тектонічному блоці Верхня Боберка в лівій притоці р. Ріка відслонюються брилові пісковики (пачка «А»), тріщинуваті, з різким запахом і плівкою нафти. За 2,5 км на схід у картувальній свердловині № 17 площі «Лімна» у пісковиках головецької світи описаний в'язкий бітум і відчутний запах нафти. Деяко східніше існував нафтовий шурф.

У складі Боринської луски на суміжній польській території виділяється протяжна антиклінальна складка Поляна-Скорodne-Лютовиська. Ця антикліналь поперечними порушеннями розділена на низку тектонічних блоків. У центральних блоках складка має досить широке склепіння і частково збережене північно-східне крило. В межах складки, у тому числі і в найбільш піднесеній частині, пробурено декілька свердловин. Під час буріння нафтогазопроявів не спостерігалось. Складка досить широка і потенційно продуктивні горизонти виходять на денну поверхню в її тильній частині. Інша ситуація в блоці Боберка. Через його невеликі розміри та наявність поперечних порушень піщані пачки в

низах нижньоворховинської та головецької світ ізольовані від денної поверхні і можуть бути нафтонасиченими. Оцінити нафтогазонасність Боберської структури може параметрична свердловина Боберка-1 проектною глибиною 1800 м, з проектним горизонтом – головецька світа. Ця глибина розрахована виходячи з того, що піщані горизонти у ній зосереджені в пачці, підосва якої знаходиться на 450 м нижче горизонту смугастих вапняків.

**Колекторські властивості порід.** Пісковики і алевроліти головецької і верховинської світ загалом відзначаються низькими ємнісними характеристиками (табл. 25).

Таблиця 25. Колекторські властивості порід олігоцену у північно-західній частині Кросенського покриття

| Свердловина              | Вік            | Визначень | Відкрита пористість (середня), % | Проникність, $1 \cdot 10^{-3}$ мкм <sup>2</sup> | Карбонатність, % | Відкрита пористість, % (за даними ГДС) |
|--------------------------|----------------|-----------|----------------------------------|---|------------------|--|
| Лімна-2 параметрична     | J <sub>3</sub> |           | 2,3–10,9 (5,8)                   | 0,01–0,1  |                  |  |
| Лопушанка-Хащів-7, 21    | J <sub>3</sub> |           | <7,0                             | <0,1  |                  | 8–9                                    |
| Вовче-1 розвідувальна    | J <sub>3</sub> |           |                                  |   |                  | 7,3–10                                 |
| Вовче-11 випереджувальна | J <sub>3</sub> |           |                                  |   |                  | 8,5–14,0                               |
| Бориня-1 параметрична    | J <sub>3</sub> | 13        | 1,2–3,4 (2,05)                   | 0,002–0,02                                      | 11,6–44,4        | 3–7                                    |
| Бориня -2 параметрична   | J <sub>3</sub> | 12        | 0,7–4,3 (1,675)                  | <0,01   | 15,1–31,1        | до 7–10                                |
| Тухолька-1 параметрична  | J <sub>3</sub> | 10        | 0,6–1,9 (1,23)                   | <0,1 до 0,4                                     |                  | 6,5–7,2 до 8–9                         |

### 7.3. ДІЛЯНКА ЛУГИ-БУКОВЕЦЬ (СТРУКТУРА ТИХОГО)

Структура Тихого розташована в Перечинському районі Закарпатської області за 70 км від м. Ужгород поблизу Ужоцького перевалу у верхній течії р. Уж в межах перспективної ділянки Лути-Буковець. В тектонічному відношенні структура локалізована у тильній лусці Білянського субпокриття (складка Тихого), яка на денну поверхню не виходить і перекрита згори лусками Дуклянсько-Чорногорського покриття (рис. 149).

**Стратиграфія.** У складі лусок Дуклянсько-Чорногорського покриття присутні відклади верхньої крейди – палеоцену, еоцену і олігоцену, а в лусках Білянського субпокриття – породи олігоцену (рис. 150).

*Верхня крейда. Березнянська світа (K<sub>2</sub>-Z<sub>1br</sub>).* Нижньоберезнянська підсвіта (K<sub>2br1</sub>) літологічно представлена чергуванням аргілітів, алевролітів, пісковиків, менше мергелів та вапняків [197, 204]. Переважають аргіліти чорні, темно-сірі, блакитно-зелені і сіро-зелені (тютюнові), середньо- і грубошаруваті, охристі, зрідка кременисті, щільні (0,1–0,3 до 2–3 м). Аргіліти переважно невапнисті. Складені пелітоморфною глинистою або глинисто-карбонатною масою, яка

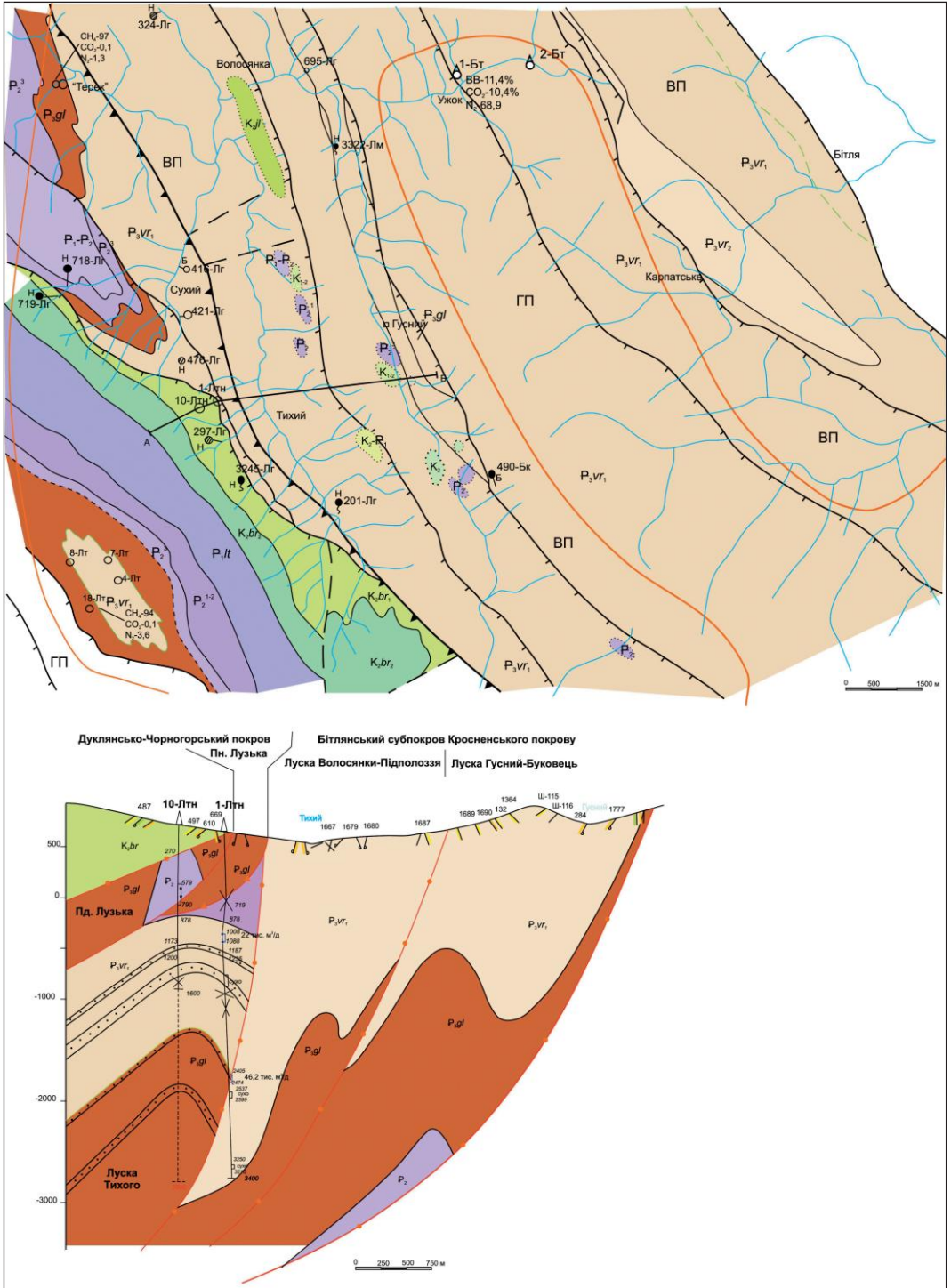


Рис. 149. Геологічна карта і розріз ділянки Луги-Буковець (структура Тихого, варіант 2)

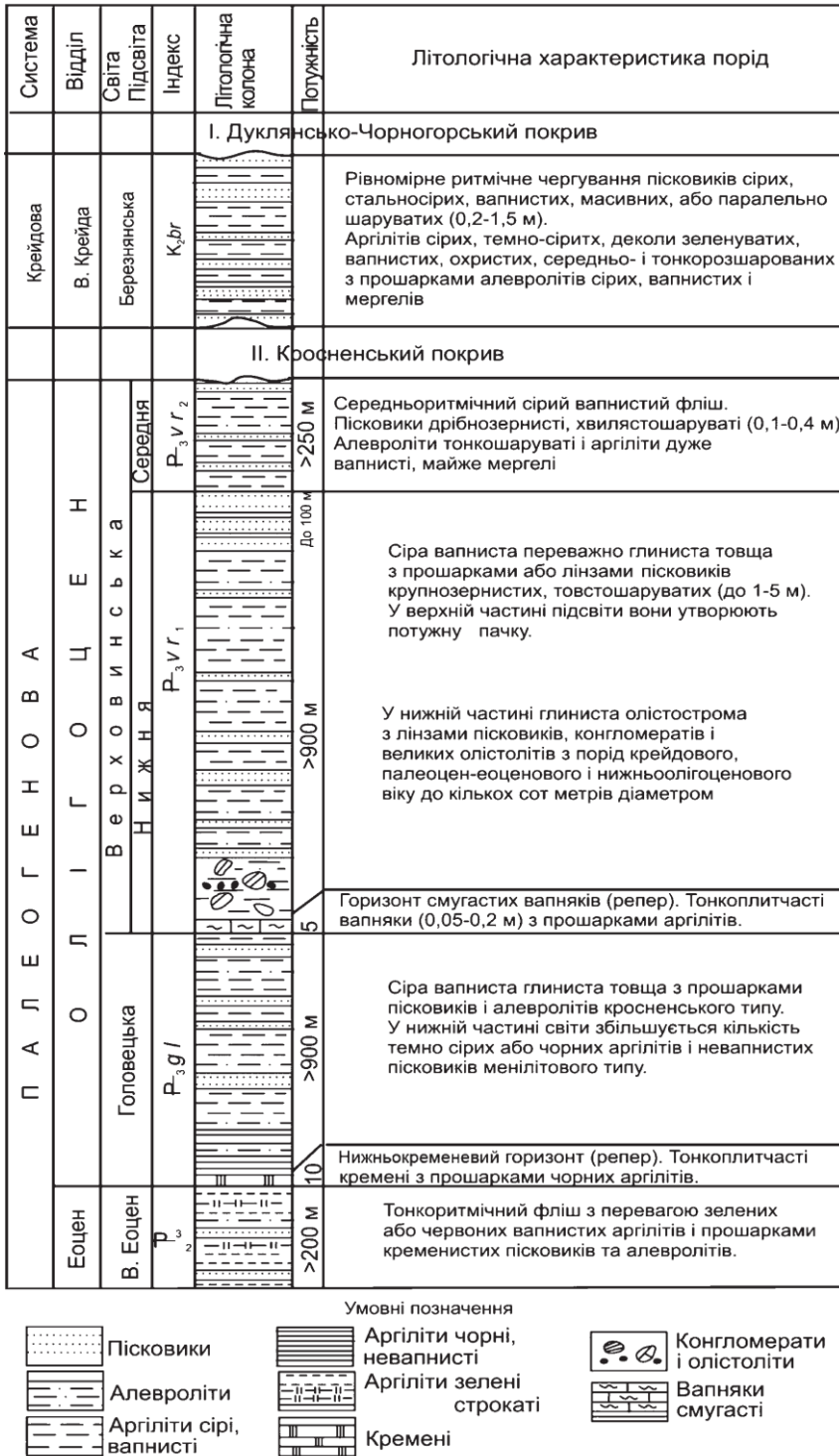


Рис. 150. Стратиграфічний розріз ділянки Луги-Буковець (структура Тихого)

містить тонкодисперсний пірит, іноді кремнезем. Структура пелітова або алевропелітова. Текстура масивна або шарувата.

Алевроліти сірі або темно-сірі смугасті хвилястошаруваті слюдисті, карбонатні і некарбонатні, з жилками кальциту, іноді кременисті міцні (0,1–0,3 м). Складаються з кутастих і напівобкатаних зерен кварцу розміром 0,04–0,2 мм. Присутні луски мусковіту і біотиту (5–7 %, іноді 20 %) та світло-зелені зерна глауконіту, серицитизовані зерна польових шпатів (до 5–7 %). Зустрічаються акцесорні мінерали: циркон, гранат, ставроліт, рутил, лейкоксен. Відзначаються скупчення дрібнозернистого піриту. Цемент (10–25 %) карбонатний з домішками глинисто-серицитового матеріалу, іноді кременисто-серицитовий. Структура алевритова або навіть псамітова, дрібно- і грубозерниста.

Пісковики сірі і блакитно-сірі, іноді сірі з зеленуватим відтінком дрібнозернисті, часом середньо- і різнозернисті, вапнисті, зрідка невапнисті і кременисті масивні у підшві і хвилясті у покрівлі, слюдисті з жилками кальциту, міцні (0,1–0,5 м.). У розрізі зустрічаються пласти і пачки товстошаруватих пісковиків середньо- і дрібнозернистих плитчастих і хвилястошаруватих, із залишками рослин, слюдистих вапнистих, міцних слабозцементованих (від 0,7 до 2,5–3,0 м).

На нижній поверхні пластів пісковиків і алевролітів часто спостерігаються крупні мушлі *Dendrophyxa-maxima* Friedb., уламки призматичного шару та цілі мушлі іноцерамів.

У розрізі зустрічаються два види пісковиків: олігоміктові і поліміктові.

Пісковики олігоміктові складаються з кутасто-обкатаних зерен кварцу (80 %) розміром 0,1–0,3 мм. У невеликій кількості (10–15 %) присутні польові шпати, луски мусковіту і біотиту, поодинокі зерна глауконіту і піриту. З акцесорних мінералів наявні одиничні зерна циркону, ільменіту, гранату, сфену і лейкоксену. Цемент карбонатний, карбонатно-глинистий і серицито-кременистий. Тип цементації поровий і контактний, іноді змішаний.

Пісковики поліміктові складаються з зерен, уламків (30–45 %) кварцитів, кварцитоподібних, слюдистих сланців, халцедонітів, мікрозернистих і криптокристалічних вапняків, доломітів. Зерна польових шпатів серицитизовані (до 5–7 %), луски слюд зустрічаються у великих кількостях (15–25 %). Зрідка присутні акцесорні мінерали: циркон, гранат, ставроліт, лейкоксен, турмалін, листки хлориту. Цемент карбонатний з домішкою глинистого матеріалу. Тип цементації поровий, структура псамітова, нерівномірнозерниста. Текстура масивна.

Вапняки сірі, з поверхні кремові, з фукоїдами, жилками кальциту, міцні (від 0,1–0,2 до 1,5 м). Вони складаються з дрібних зерен кальциту (75–80 %) розміром менше 0,01 мм, з незначною домішкою глинистої речовини. Зустрічаються зерна кварцу (5–6 %) розміром до 0,4 мм.

Мергеліутворені пелітоморфною глинисто-карбонатною масою розміром менше 0,01 мм, з незначними домішками серициту, орієнтованого субпаралельно, зернами кварцу (0,01–0,02 мм) і дрібними зернами піриту. Структура пелітоморфна. Текстура масивна.

Вік підсвіти кампан-маастрихт. Товщина – до 900 м.

*Верхньоберезнянська підсвіта (K<sub>2</sub>-Z<sub>1</sub>br<sub>2</sub>)* згідно залягає на нижньоберезнянській підсвіті. Межа між ними умовна, проводиться за переважанням у роз-



різі товстошаруватих пісковиків. Ці пісковики утворюють пачки товщиною до 10–50 м, які розділяються пакетами (2–5 м) ритмічного чергування пісковиків, алевролітів, аргілітів, деколи мергелів, описаних вище. Вік – верхня крейда-палеоцен. Товщина до 800 м.

*Палеоцен-середній еоцен (Z<sub>1</sub>-Z<sub>2</sub><sup>2</sup>).* Ці відклади відзначаються літологічною мінливістю. У межах Південнолузької структури нижня частина розрізу представлена піщаною товщею з прошарками аргілітів і пачками ритмічного чергування, а верхня – ритмічним чергуванням, іноді з пластами грубошаруватих пісковиків. Аргіліти зеленувато-сірі невапнисті, часто алевритисті, середньошаруваті, дуже міцні (0,2–0,5 м). Пісковики зеленувато-сірі і сірі дрібнозернисті скременілі невапнисті, дуже міцні (до 0,1–0,3 м). Алевроліти зеленувато-сірі некарбонатні хвилястошаруваті міцні (до 0,05–0,1 м). Пісковики товстошаруваті сірі і зеленувато-сірі різнозернисті, переходять у гравеліти. Останні складаються з гравію білого кварцу, зелених аргілітів, світло-сірих вапняків та інших порід. Розмір гравію до 10 мм. Пісковики слабослюдисті і невапнисті міцні (до 1,2–1,5 м). Товщина пачки у південно-східній периклінальній частині Південнолузької луски досягає 150–180 м.

Вище неї залягають пісковики товстошаруваті зеленувато-сірі і сірі дрібно-, середньо- і різнозернисті, з гравієм кварцу (1–2 мм), іноді пористі, середньої міцності і міцні, масивні, а в покрівлі – плитчасті і слабохвилястошаруваті (від 3–5 до 10 м). У пісковиках зустрічаються лінзи гравелітів, які складаються з гравію і гальки кварцу, кварцитів, метаморфічних сланців, аргілітів розміром до 5–10, зрідка до 2–3 см.

Пісковики поліміктові гравійні, різнозернисті, утворені зернами кварцу (70 %) і уламками кварцитів, хлоритово-кременистих сланців (30 %), а також лусками мусковіту, зернами польових шпатів. Присутні крупні зерна гранатів. Тип цементації контактово-поровий. Цемент кальцитовий (20 %). Ритмічний фліш представлений чергуванням аргілітів, пісковиків і алевролітів, описаних вище. Товщина пачок ритмічного чергування від 1–1,5 до 5–10 м. Товщина піщаної товщі до 400 м.

*Верхній еоцен (Z<sub>2-3</sub>).* Розріз верхнього еоцену представлений зеленими аргілітами з прошарками алевролітів і пісковиків. У нижній частині розрізу в товщі аргілітів зустрічаються пачки тонкоритмічного чергування. Аргіліти блакитні, зеленувато-сірі, вишневі середньошаруваті слюдисті, некарбонатні, щільні (від 0,1 до 2–3 м). Пісковики зеленувато-сірі кварцові і поліміктові дрібнозернисті некарбонатні, слабослюдисті, міцні (0,05–0,1 м, зрідка до 0,3–0,4 м). Поліміктові пісковики складаються з зерен кварцу (60 %) розміром 0,1–0,7 мм і уламків порід (40 %): кварцитів, слюдисто-кременистих сланців, зерен польових шпатів, уламків мікрозернистих вапняків. Цемент (30 %) представлений тонкозернистим карбонатом, іноді глинисто-кременистим цементом. Алевроліти зеленувато-сірі хвилястошаруваті слюдисті міцні (до 0,03–0,1 м). Вони складаються переважно з зерен кварцу. Цемент глинисто-серичитово-кременистий, глинисто-карбонатний, зрідка кременисто-глауконітовий.

У покрівлі верхнього еоцену залягають відклади глобігерінового горизонту, представленого мергелями блакитно-сірими і блакитними, плитчастими або

масивної текстури з прошарками чорних і блакитних аргілітів (до 0,1 м). Товщина горизонту 5–10 м.

*Олігоцен.* Олігоценові відклади присутні у Південно- та Північнолузькій складках в антикліналі Тихого та лусках Волосянка-Підполоззя і Гусний-Буковець. Спільною рисою олігоцену цих тектонічних одиниць є великий вміст порід кросненського літотипу, навіть у головецькій світі. Нижня частина останньої, породи якої згідно залягають на верхньоеоценових відкладах, на денній поверхні відслонюється в Південно- та Північнолузькій складках. В останній наявні і більш високі ланки розрізу, а верхня частина світи присутня в лусках Бітлянського субпокриву.

*Головецька світа (Z<sub>3gl</sub>).* На породах верхнього еоцену згідно залягають відклади олігоцену. Це аргіліти чорні і коричневі невапнисті тонко- і середньорозсланцьовані з вицвітами ярозиту (від 0,03–0,3 до 0,6 м), що чергуються з алевролітами темно-сірими і сірими плитчастими невапнистими (0,05–0,2 м) і пісковиками сірими і темно-сірими кварцовими дрібно- і середньозернистими невапнистими плитчастими (0,15–0,35 м), мергелями сірими з кавовим відтінком щільними і міцними нерівноплитчастими (до 0,2 м). У нижній частині товщі, приблизно за 10–20 м від підосви, зустрічаються прошарки кременів чорних (нижньокременевий горизонт), які утворюють малопотужні пачки до 2 м, де кремені чергуються з теригенними породами. Товщина темноколірної товщі з переважанням порід менілітового типу становить до 90 м. Вже в її середній частині у розрізі присутні аргіліти сірі і темно-сірі середньо- та груборозланцьовані карбонатні, слюдисті (0,05–0,2 м), вміст яких вгору за розрізом збільшується, і вище вони переважають.

Приблизно на 150–200 м вище нижньокременевого горизонту у пачці чергування аргілітів сірих та чорних в Південно- і Північнолузькій складках (відслонення 38, 1547, 678, 682, 1718 пл. Луги) [204] присутні вапняки смугасті скременілі товщиною 0,02–0,25, які (як відзначали геологи, що працювали на цій площі) відрізняються від смугастих вапняків маркуючого (головецького) горизонту, котрі заміщуються за простяганням кременями (0,01–0,1 м) або чергуються з ними. Ці породи є не що інше, як так званий тиявський горизонт – супутник нижньокременевого горизонту, що розміщується зазвичай на 10–100 м вище від нього, але тут ця віддаль значно більша. Вище від цього горизонту розріз головецької світи характеризується чергуванням піщаних і глинистих пачок, в складі яких домінують сіроколірні карбонатні породи. Товщина піщаних пачок від 3–12 до 25 м, глинистих від 2–15 до 40 м. Товщина головецької світи змінюється в межах ділянки від 600 до 800 м.

*Верховинська світа (Z<sub>3vr</sub>).* На площі присутня тільки нижня підсвіта верховинської світи. Найповніше вона представлена в лусках Бітлянського субпокриву.

*Нижньоверховинська підсвіта (J<sub>3vr1</sub>).* У підосві підсвіти, як і повсюдно, залягає маркуючий горизонт смугастих вапняків. Вище нього присутнє чергування порід переважно кросненського літотипу. Це аргіліти сірі, темно-сірі, сірі з зеленуватим відтінком (тютюнові) карбонатні і сильнокарбонатні, слюдисті середньої міцності середньо- і грубосаруваті, іноді алевритисті, з домішками

криптокристалічного кальциту (від 0,05–0,1 до 2–3 м). Вони чергуються з алевролітами і пісковиками дрібнозернистими сірими карбонатними і сильнокарбонатними, кварцовими, слюдистими міцними хвилясто- і звивистошаруватими; пісковиками тонкоплитчастими тонко- і середньошаруватими (від 0,05–0,1 до 0,5 м) різнозернистими поліміктовими, іноді з дрібним гравієм, сірими слюдистими, карбонатними і некарбонатними сильно- і слабозцементованими (0,5–2 м); мергелями сірими слюдистими грубошаруватими і нерівноплитчастими (0,1–0,4 м). Зрідка у розрізі трапляються прошарки аргілітів чорних середньо- і грубошаруватих некарбонатних з ярозитом (до 0,3 м).

Характерною особливістю розрізу підсвіти у лусці Гусний-Буковець є присутність «супутника» основного маркуючого горизонту смугастих вапняків, який завжди залягає вище за розрізом. У складі супутника налічується декілька прошарків стрічкових вапняків. Віддаль від основного горизонту змінюється від перших метрів до 60 і навіть 120 м. На цій площі віддаль становить понад 200 м (відслонення №№ 695, 1040, шурф 41, 1132, 260, 262, 265, 645 пл. Лути по потоку Гусний і його притоках). Крім того, у нижньоверховинських відкладах на цій площі одразу над смугастими вапняками розповсюджена потужна олістострома, яка містить уламки, брили, скелі, фрагменти лусок давніших флішових відкладів вікового діапазону нижня крейда – нижній олігоцен, а також розмиті і пере- відкладені породи флішу. Олістострома розвинена у нижній глинистій частині підсвіти. Товщина її 500–600 м.

**Тектоніка.** Структура Тихого розташована в однойменній лусці Бітлянського субпокриву Кросненського покриву. Луска на денну поверхню не виходить і була розкрита пошуковими свердловинами Лютня-1, 10. Ці свердловини повинні були оцінити нафтогазоносність Південно- і Північнолузької складок. Однак, вони були закладені не там, де передбачалося рекомендаціями, крім того виявилося, що останні дві складки локалізовані у порівняно тонких лусках, зрізаних по- хилими насувами. За результатами буріння можна зробити висновок, що Пів- нічнолузька антикліналь, залучена до складу Кросненського покриву, насправді за структурними особливостями повинна відноситись до Дуклянського покриву. Фактично вона є зірваним (підвернутим) крилом Південнолузької антикліналі. Обидві зверху перекривають луску Тихого. Товщина алохтону у північно-східній частині складки становить понад 600 м. З південного заходу Південнолузька луска перекривається досить похилим насувом Ставнянської луски з березнян- ськими відкладами верхньої крейди у фронтальній частині.

Свердловина Лютня-10, виходячи з будови луски на денній поверхні, розкрила під насувом Ставнянської луски в інт. 270–790 м відклади еоцену. Судячи з каротажної діаграми опорів і гамма-активності, це утворення саме верхнього еоцену. Св. Лютня-1, пройшовши послідовно відклади головецької світи Південно- і Північнолузької лусок на глибині 719 м, увійшла у відклади нижньоверховинської підсвіти луски Тихого. В обох свердловинах, починаючи з відміток 878 м, спостерігається впевнена кореляція відкладів олігоцену до вибою св. Лютня-10. У верхній частині розрізу складки зосереджені дві піщані пачки, розділені пачкою ритмічного чергування. Можливо, це відповідає пісковикам, які у сусідніх лусках Бітлянського субпокриву знаходяться над

нистою пачкою товщиною близько 500 м. Подібна ситуація повторюється в обох свердловинах. Це дає можливість припустити, що смугасті вапняки в лусці Тихого можуть перебувати на глибині 2280 м. Нижче, вже в головецькій світі, в інт. 2280–2360 м виділяється глиниста пачка з підвищеним рівнем гамма-активності (в її складі, мабуть, присутні чорні аргіліти), а в інт. 2360–2500 м – піщана пачка. Нижче, під насувом луски Тихого, містяться, ймовірно, піщано-глинисті утворення нижньоверховинської підсвіти луски Волосянка-Підполоззя. Згідно з матеріалами буріння, складка Тихого – це антикліналь зі збереженим склепінням і зрізаним насувом північно-східним крилом. Залежно від розташування збереженого фрагмента щодо поверхні насуву вона занурюється на північний схід під кутами 25–50°. Кути падіння південно-західного крила невідомі.

**Нафтогазоносність.** Про потенційну нафтогазоносність ділянки Луги-Буковець, зокрема складки Тихого, свідчать прояви вуглеводнів (природні поверхневі та в свердловинах). Вони зафіксовані у лусках Біглянського субпокриву і Дуклянсько-Чорногорського покриву у своєрідній затоці вуглеводневого поля, обмеженій з трьох сторін гідротермальним полем у трикутнику Луги-Буковець-Люта [191, 192, 204]. Всього в межах ділянки зафіксовано 18 нафтопроявів – 15 у породах олігоцену і 3 – у верхній крейді (табл. 26). Десять нафтопроявів приурочені до зон насувів або розташовані поблизу них; більшість з них – пісковики із запахом нафти (7) і нафтою, загуслою в тріщинах. Рідка нафта відзначена у чотирьох відслоненнях. Приуроченість нафтопроявів до зон насувів і взагалі до тріщинуватих пісковиків та алевролітів свідчить про надходження у поверхневі шари з глибини.

Цей висновок підтверджується і матеріалами буріння картувальних, структурно-пошукових і пошукових свердловин. Наприклад, на північно-східному крилі Північнолужької складки у 1897–1901 рр. були пробурені 4 свердловини і в усіх були визначені нафтонасичені горизонти. Найглибшою була св. № 2 (Терек) на лівому березі Ужа в районі с. Луги [204]. Вона розкрила такі відклади:

- 0–261 м – кросненські верстви, на глибині 250 м – приплив нафти;
- 261–598 м – менілітові верстви, розкриті три нафтові горизонти (298, 320 і 450 м);
- 598–725 м – еоцен, на глибині 636 м – нафтогазопрояви.

Нафтовий горизонт на глибині 450 м експлуатувався. Сумарно чотири свердловини дали близько 300 т нафти.

У 1946–1947 рр. на північно-східному крилі складки були пробурені три структурно-пошукові свердловини з вибоями 370, 275 і 175 м. Незначні нафтогазопрояви були відзначені у двох з них. Нафтогазопрояви відзначилися і у багатьох картувальних свердловинах площ Луги і Лімна. Найінтенсивніші прояви зафіксовані у св. Луги-10 і Лімна-140. У першій з глибини 7 м з пачки сірих сильно зім'ятих аргілітів відмічений приплив коричнево-бурої нафти (0,8755 г/см<sup>3</sup>, в'язкість при 200 °С – 5,5, сірка – 0,4 %, фракційна розгонка за Енглером: до 150 °С – 0,5 %, до 200 °С – 1,2, до 300 °С – 27, до 332 °С – 40 %). У другій, розташованій поблизу від свердловини Терек, був приплив горючого газу з інтервалу 112–115 м (СН<sub>4</sub> – 97 %, СО<sub>2</sub> – 0,1, N<sub>2</sub> – 1,3 %).

Таблиця 26. Природні нафтопрояви на ділянці Луги-Буковець

| № відслонень, площа | Місце знаходження          | Луска                | Вік порід         | Характер прояву                                    | Примітка            |
|---------------------|----------------------------|----------------------|-------------------|--|---------------------|
| 3322-Лімна          | Ліва притока Ужа           | Гусний-Буковець      | J <sub>3gl</sub>  | Примазки рідкої нафти у тріщинах алевролітів       |                     |
| 390-Буковець        | Розтока                    | “                    | J <sub>3vr1</sub> | Тріщинуваті пісковики з запахом керосину           | Поблизу насуву      |
| 490-Буковець        | “                          | “                    | “                 | Тріщинуваті пісковики з різким запахом бітуму      | “                   |
| 370-Луги            | Бистрий, права притока Ужа | Волосянка-Підполоззя | J <sub>3vr1</sub> | По тріщинах пісковиків примазки бітуму             | “                   |
| 365-Луги            | “                          | “                    | “                 | Примазки нафти по тріщинах пісковиків              |                     |
| 497-Луги            | “                          | “                    | “                 | Пісковики з запахом нафти                          |                     |
| 359-Луги            | “                          | “                    | “                 | Пісковики з окисненою нафтою у тріщинах            |                     |
| 358-Луги            | “                          | “                    | “                 | Пісковики з примазками нафти                       |                     |
| 356-Луги            | “                          | “                    | “                 | Зім'яті пісковики з запахом нафти                  |                     |
| 324-Луги            | “                          | “                    | “                 |  |                     |
| 416-Луги            | Сухий                      | Північно-лузька      | J <sub>3gl</sub>  | Примазки бітуму у тріщинах пісковиків              | “                   |
| 421-Луги            | “                          | “                    | “                 | У тріщинах пісковиків примазки нафти               | “                   |
| 201-Луги            | Тихий                      | “                    | J <sub>3vr1</sub> | Витікання нафти з масивних тріщинуватих пісковиків | “                   |
| 718-Луги            | Сухий                      | Південно-лузька      | J <sub>3gl</sub>  | Пісковики з краплями нафти і плівкою на воді       | “                   |
| 474-Луги            | “                          | “                    | J <sub>3gl</sub>  | Тріщинуваті пісковики з запахом нафти              | Перикліналь складки |
| 3245-Ломна          | Тихий                      | Ставнянська          | K <sub>2br</sub>  | У тріщинах пісковиків загусла нафта                | Поблизу насуву      |
| 927-Луги            | “                          | “                    | “                 | Тріщинуваті пісковики з запахом нафти              | “                   |
| 719-Луги            | Сухий                      | “                    | “                 | Пісковики з краплями нафти і плівкою на воді       | “                   |

У параметричній свердловині Лютня-1 в процесі буріння проводилися випробування у відкритому стволі за допомогою ВПТ. У I-му об'єкті (1008–1087 м) з відкладів нижньовержовинської підсвіти складки Тихого отримали приплив газу із розрахунковим дебітом 22,5 тис. м<sup>3</sup>/добу. У II-му об'єкті (1415–1500 м) – піщана пачка нижньовержовинської підсвіти – припливу не отримано. З III-го об'єкта з інтервалу 2404–2455 м отримали приплив горючого газу (розрахунковий дебіт – 46,2 тис. м<sup>3</sup>/добу). IV-й (2537–2599 м) і V-й (3250–3310 м) об'єкти – піщані горизонти нижньовержовинської підсвіти тильної зануреної частини луки Волосянка-Підполоззя – виявились «сухими». У свердловині стаціонарно випробувані 12 об'єктів I (3400–3285 м), II (3348–3276, 3256–3252, 3237–3222 м), III

(3112–3062 м), IV (3160–3124 м), V (2774–2763 м), VI (2563–2554, 2542–2535 м) – нижньовержовинські відклади луски Волосянка-Підполоззя, отримані припливи газу дебітом від 77 до 685 м<sup>3</sup>/добу (VI – сухо).

У складці Тихого були випробувані такі об'єкти: VII (2481–2479, 2475–2455, 2448–2413, J<sub>3gl</sub>), VIII (2280–2242 м J<sub>3vr1</sub>), IX (2161–2150, 2135–2121 м J<sub>3vr1</sub>), X (1859–1854, 1846–1834, 1829–1825 м, J<sub>3vr1</sub>), XI (1457–1437, 1432–1423, 1416–1398, J<sub>3vr1</sub>), XII (1088–1058, 1042–1029, 1023–1004, J<sub>3vr1</sub>). В результаті відзначалися припливи газу дебітом від 45 до 360 м<sup>3</sup>/добу (в VI – сухо, VII – слабкий приплив газу).

У св. Лютня-10 за даними ГДС було випробувано 12 об'єктів з такими результатами. Складка Тихого, J<sub>3vr1</sub>: I (1600–1408 м) – газ, 295 м<sup>3</sup>/добу, II (1355–1345) газ, 172 м<sup>3</sup>/добу, III (1276–1274, 1264–1261, 1250–1246) – пластова вода, Q<sub>в</sub> – 15,3 м<sup>3</sup>/добу з розчиненим газом Q<sub>г</sub> – 88 м<sup>3</sup>/добу, IV (1235–1212) – пластова вода Q<sub>в</sub> – 2,05 м<sup>3</sup>/добу, з розчиненим газом Q<sub>г</sub> – 18 м<sup>3</sup>/добу, V (1201–1172) – пластова вода Q<sub>в</sub> – 12,5 м<sup>3</sup>/добу, VI (1142–1130, 1125–1121 м) – сухо, VII (1116–1696 м) – сухо, VIII (1116–1096, 1073–1067 м) – газ Q<sub>г</sub> – 41 м<sup>3</sup>/добу, IX (996–990, 986–966 м) – сухо.

В еоценових відкладах Південнолузької складки були випробувані такі об'єкти X (778–768, 750–744 м) – сухо, XI (676–663 м) – нафта Q<sub>н</sub> – 0,3 м<sup>3</sup>/добу, XII (587–577 м) – нафта, Q<sub>н</sub> – 0,3 м<sup>3</sup>/добу.

У тильній синклінальній частині Ставнянської луски природні нафтогазопрояви відсутні, проте вони зафіксовані у низці картувальних свердловин площі Люта (№ 1, 7, 8, 18). Значні прояви вуглеводнів відзначені у св. Люта-18. З глибини 40 м, а потім 190 м були нафтопрояви – плівки нафти на поверхні глинистого розчину (d 20 – 0,843, s – 0,22 %, початок кипіння – 97 °С, до 350 °С – 56 %). З глибини 167 м зафіксовано газопрояв (CH<sub>4</sub> – 95,36 %, CO<sub>2</sub> – 1,01 %, N<sub>2</sub> – 3,63 %).

**Колекторські властивості.** Під час геологозйомочних робіт, які проводилися у 60–70-ті роки ХХ ст., у межах ділянки Луги-Буковець на фізичні властивості було проаналізовано незначну кількість зразків з порівняно невисоким значенням відкритої пористості з порід крейди-палеогену. Так, у св. Лютня-1 було відібрано 4 зразка з відкладів нижньовержовинської підсвіти складки Тихого (Кп – 2,19–2,86 %).

Згідно з висновками ГДС, у свердловині виділено та проінтерпретовано 145 пластів, з них: 2 газонасичених, 57 слабогазонасичених, 19 з невизначеним характером насичення (табл. 27).

Таблиця 27. Колекторські властивості порід олігоцену в свердловині Лютнянська-1

| № пл.                                    | Горизонт         | Інтервал, м | Кп, %   | № пл. | Кп за даними лабораторії ПТГК |       |
|--|------------------|-------------|---------|-------|-------------------------------|-------|
|  |                  |             |         |       | інтервал                      | Кп, % |
| Га з она сичені пла сти-к о лектори      |                  |             |         |       |                               |       |
| 78                                       | J <sub>3gl</sub> | 2427,0      | 24,93,4 | 8–12  |                               |       |
| 80                                       | J <sub>3gl</sub> | 2455,4      | 2474,4  | 8–14  |                               |       |
| Слаб огаз она сичені пла сти-к о лектори |                  |             |         |       |                               |       |
| 8  | J <sub>3vr</sub> | 967,0       | 1000,0  | 5–8   |                               |       |

## 7. ПЕРСПЕКТИВИ ГАЗОНОСНОСТІ ПОРІД ОЛІГОЦЕНУ ЗОНИ КРОСНО І СКИБОВОЇ ЗОНИ КАРПАТ

Продовження табл. 27

| № пл. | Горизонт           | Інтервал, м | Кп, %  | № пл. | Кп за даними лабораторії ПТГК |       |
|-------|--------------------|-------------|--------|-------|-------------------------------|-------|
|       |                    |             |        |       | інтервал                      | Кп, % |
| 9     | J <sub>3</sub> VI  | 1004,2      | 1023,0 | 6–9   |                               |       |
| 10    | J <sub>3</sub> VI  | 1029,0      | 1042,0 | 6     |                               |       |
| 11    | J <sub>3</sub> VI  | 1058,2      | 1061,0 | 6–8   |                               |       |
| 12    | J <sub>3</sub> VI  | 1063,4      | 1083,0 | 5–7   |                               |       |
| 13    | J <sub>3</sub> VI  | 1084,0      | 1088,6 | 6–8   |                               |       |
| 14    | J <sub>3</sub> VI  | 1092,4      | 1101,6 |       |                               |       |
| 15    | J <sub>3</sub> VRI | 1103,2      | 1115,6 |       |                               |       |
| 16    | J <sub>3</sub> VI  | 1121,4      | 1128,4 |       |                               |       |
| 17    | J <sub>3</sub> VI  | 1128,4      | 1132,0 |       |                               |       |
| 18    | J <sub>3</sub> VI  | 1133,2      | 1143,0 |       |                               |       |
| 19    | J <sub>3</sub> VI  | 1149,0      | 1155,4 | 6     |                               |       |
| 20    | J <sub>3</sub> VI  | 1156,4      | 1183,8 | 6–8   |                               |       |
| 21    | J <sub>3</sub> VI  | 1197,8      | 1205,0 | 4–8   |                               |       |
| 22    | J <sub>3</sub> VI  | 1207,4      | 1214,4 | 4–8   | 1202–1210                     | 2,19  |
| 23    | J <sub>3</sub> VI  | 1219,4      | 1228,4 | 4–8   | 1202–1210                     | 2,23  |
| 30    | J <sub>3</sub> gl  | 1398,4      | 1416,0 | 6–9   | 1302–1308                     | 2,44  |
| 31    | J <sub>3</sub> gl  | 1418,0      | 1419,0 |       | 1302–1308                     | 2,86  |
| 32    | J <sub>3</sub> gl  | 1423,6      | 1432,6 | 6–9   |                               |       |
| 33    | J <sub>3</sub> gl  | 1436,8      | 1457,0 | 6–10  |                               |       |
| 34    | J <sub>3</sub> gl  | 1462,2      | 1463,8 |       |                               |       |
| 35    | J <sub>3</sub> gl  | 1465,0      | 1468,6 |       |                               |       |
| 36    | J <sub>3</sub> gl  | 1468,6      | 1479,0 | 6–10  |                               |       |
| 37    | J <sub>3</sub> gl  | 1481,4      | 1492,6 | 6–10  |                               |       |
| 39    | J <sub>3</sub> gl  | 1503,6      | 1523,2 | 6–8   |                               |       |
| 40    | J <sub>3</sub> gl  | 1527,2      | 1531,6 | 6–8   |                               |       |
| 41    | J <sub>3</sub> gl  | 1542,0      | 1545,0 | 6–8   |                               |       |
| 42    | J <sub>3</sub> gl  | 1548,0      | 1557,0 | 6–8   |                               |       |
| 43    | J <sub>3</sub> gl  | 1574,0      | 1578,0 |       |                               |       |
| 64    | J <sub>3</sub> gl  | 2121,0      | 2125,0 | 4–6   |                               |       |
| 65    | J <sub>3</sub> gl  | 2128,6      | 2135,0 | 4–8   |                               |       |
| 66    | J <sub>3</sub> gl  | 2150,0      | 2161,0 | 6–10  |                               |       |
| 71    | J <sub>3</sub> gl  | 2238,4      | 2243,0 | 3–6   |                               |       |
| 72    | J <sub>3</sub> gl  | 2302,8      | 2328,8 | 3–6   |                               |       |
| 73    | J <sub>3</sub> gl  | 2331,0      | 2334,4 | 6.5   |                               |       |
| 74    | J <sub>3</sub> gl  | 2346,0      | 2351,4 | 6.5   |                               |       |
| 75    | J <sub>3</sub> gl  | 2363,4      | 2384,8 | 3–6   |                               |       |
| 76    | J <sub>3</sub> gl  | 2388,4      | 2407,6 | 3–6   |                               |       |
| 77    | J <sub>3</sub> gl  | 2412,6      | 2427,0 | 2–5   |                               |       |
| 79    | J <sub>3</sub> gl  | 2442,8      | 2448,0 | 4–6   |                               |       |
| 81    | J <sub>3</sub> gl  | 2478,4      | 2480,8 | 3–6   |                               |       |
| 83    | J <sub>3</sub> gl  | 2535,0      | 2541,6 | 2–4   |                               |       |
| 86    | J <sub>3</sub> gl  | 2554,4      | 2563,4 | 4–6   |                               |       |

Продовження табл. 27

| № пл.                                       | Горизонт          | Інтервал, м | Кп, %  | № пл. | Кп за даними лабораторії ПТГК |       |
|---|-------------------|-------------|--------|-------|-------------------------------|-------|
|   |                   |             |        |       | інтервал                      | Кп, % |
| 88  | J <sub>3</sub> gl | 2627,0      | 2648,2 | 4–6   |                               |       |
| 90  | J <sub>3</sub> gl | 2683,0      | 2696,2 | 4–6   |                               |       |
| 93  | J <sub>3</sub> gl | 2720,6      | 2731,8 | 4–6   |                               |       |
| 94  | J <sub>3</sub> gl | 2733,6      | 2740,2 | 4–6   |                               |       |
| 96  | J <sub>3</sub> gl | 2763,2      | 2774,4 | 8–10  |                               |       |
| 131   | J <sub>3</sub> gl | 3222,4      | 3237,4 | 6–8   |                               |       |
| 132   | J <sub>3</sub> gl | 3249,2      | 3256,4 | 6     |                               |       |
| 133   | J <sub>3</sub> gl | 3260,0      | 3269,0 | 6     |                               |       |
| 134   | J <sub>3</sub> gl | 3291,8      | 3302,4 | 6–8   |                               |       |
| 135   | J <sub>3</sub> gl | 3310,2      | 3319,6 | 8–10  |                               |       |
| 136   | J <sub>3</sub> gl | 3322,8      | 3327,6 | 6     |                               |       |
| Пласти з невизначеним характером на сичення |                   |             |        |       |                               |       |
| 52  | J <sub>3</sub> gl | 1825,2      | 1828,6 | 6–8   |                               |       |
| 53  | J <sub>3</sub> gl | 1834,0      | 1846,0 | 6–8   |                               |       |
| 54  | J <sub>3</sub> gl | 1854,0      | 1859,0 | 6–8   |                               |       |
| 56  | J <sub>3</sub> gl | 1894,4      | 1899,0 | 6–    |                               |       |
| 58  | J <sub>3</sub> gl | 1913,0      | 1941,2 | 6–8   |                               |       |
| 59  | J <sub>3</sub> gl | 1975,6      | 1980,6 |       |                               |       |
| 100   | J <sub>3</sub> gl | 2815,4      | 2837,8 |       |                               |       |
| 102   | J <sub>3</sub> gl | 2889,8      | 2907,2 | 6–8   |                               |       |
| 103   | J <sub>3</sub> gl | 2921,4      | 2925,8 | 4–6   |                               |       |
| 107   | J <sub>3</sub> gl | 2949,4      | 2954,4 | 6–8   |                               |       |
| 110   | J <sub>3</sub> gl | 2982,0      | 2995,4 | 6–8   |                               |       |
| 112   | J <sub>3</sub> gl | 3004,4      | 3019,0 | 6–8   |                               |       |
| 113   | J <sub>3</sub> gl | 3021,0      | 3040,2 | 6–8   |                               |       |
| 116   | J <sub>3</sub> gl | 3069,6      | 3079,4 | 6–8   |                               |       |
| 117   | J <sub>3</sub> gl | 3084,6      | 3089,0 | 6–8   |                               |       |
| 120   | J <sub>3</sub> gl | 3107,0      | 3112,2 | 6–8   |                               |       |
| 121   | J <sub>3</sub> gl | 3124,0      | 3128,4 | 6–8   |                               |       |
| 125   | J <sub>3</sub> gl | 3154,4      | 3159,4 | 6     |                               |       |
| 141   | J <sub>3</sub> gl | 3360,8      | 3365,0 | 8     |                               |       |

З таблиці видно, що газонасичені пласти в інтервалі 2427–2439 м мають Кп 8–12 %, в інтервалі 2455–2474 м – 8–14 %. Кп слабогазонасичених пластів змінюється від 2,5 % (найнижче значення, інтервал 2412–2427 м) до 3–6 %



(основна маса пластів), інколи 6–8 % і рідко 6–10 % (інтервали 1437–1457 м, 1469–1493 м, 2763–2774 м та 3310–3320 м).

Пласти з невизначеним характером газонасиченості характеризуються К6–8%. При випробуванні методом ВПТ приплив газу в інтервалі 2404–2455 м становив 46,2 тис. м<sup>3</sup>/д (при Кп 8–12 %), в інтервалі 1008–1087 м – 22,5 тис. м<sup>3</sup>/д (Кп 5–8%).

За даними лабораторії ІПТК Кп, визначений в інтервалах 1202–1210 м та 1302–1308 м (чотири визначення), змінюється від 2,19 % до 2,86 %, тобто є в 2–3 рази меншим, порівняно з даними ГДС. Проникність порід-колекторів не була визначена. Нагадаємо, що в колекторах олігоцену Бориславсько-Покутської зони нижня межа пористості, яка прийнята ДКЗ, становить 7 %. Коефіцієнт нафтогазонасиченості не визначався ні методами ГДС, ні лабораторними дослідженнями. За візуальним спостереженням зразків керна порода складена щільними і дуже щільними й міцними аргілітами, алевролітами та дрібнозернистими пісковиками. Добре виражена шаруватість. Відмічена значна тріщинуватість порід, тріщини виповнені кальцитом. Інколи на межах шаруватості є відкриті тріщини з кальцитом на їх поверхні.

У шліфах алевроліти і пісковики кварцові дрібно- і мікрозернисті, цемент кальцитовий або кременисто-карбонатний. Текстура масивна, структура алевропсамітова. Порода шарувата. З інтервалу випробування ВПТ (1008–1087 м), отримано 22,5 тис. м<sup>3</sup>/д газу. Добре видно тріщинуватість. Інколи тріщини відкриті, їх розмір 0,02–0,5 мм.

За результатами ГДС, в св. Лютня-10 пласти-колектори березнянської світи верхньої крейди Ставнянської луски мають значення коефіцієнта відкритої пористості 8–12 %.

Колектори еоцену Південнолузької луски характеризуються дещо вищими показниками Кп – 8–14 % в інт. 56,8–714,0 м при невизначеному характері насиченості (з цього інтервалу були отримані припливи нафти). Колектори нижньоверховинських відкладів складки Тихого відзначаються нижчими параметрами КП 4–10 %, проте є газонасиченими, що, мабуть, пояснюється інтенсивною тріщинуватістю у склепінній частині складки Тихого. Це, ймовірно, стосується і пісковиків у св. Лютня-1 в інт. 2404–2455 м, де при випробуванні ВПТ отримали газ дебітом 46,2 тис. м<sup>3</sup>/добу, який, вірогідно, знаходиться в принасувній ділянці. При подальшому поглибленні свердловини колектори з цього інтервалу були закальматовані і при стаціонарному випробуванні припливу газу не відбувалося. Причини неотримання промислових припливів газу в св. Лютня-1 і 10, ймовірно, полягають у відсутності кондиційних гранулярних колекторів, кальматації продуктивних пластів-колекторів, особливо тріщинно-порових, значних репресій на пласти, а також відсутності досвіду в їх випробуванні.

Петрографічна характеристика керна св. Лютнянська-1 показує, що більшість порід-колекторів – це ущільнені різновиди, які, проте, містять значні скупчення газу. Розташоване за 25 км від с. Лути на суміжній польській території родовище Ветліна, ймовірно, локалізоване у тій же лусці, що і складка Тихого. Воно приурочене до антиклінальної складки північно-західного простягання з крутим північно-східним крилом, зрізаним насувом, і

східним. Антикліналь розбурена низкою свердловин. Св. 1, 2, 5, 6, розташовані у південно-східній частині площі, розкрили тільки відклади олігоцену, а пробурені північно-західніше (4, 7, 8) досягали (при приблизно рівних відмітках) вже відкладів еоцену і навіть верхньої крейди. Це свідчить про здійснення складки у цьому напрямку. Незважаючи на це, при випробуванні горизонтів, розташованих гіпсометрично нижче, були отримані припливи газу навіть з більшими дебітами (табл. 28). Наведені результати свідчать про залежність дебітів від колекторських властивостей порід і товщин інтервалу випробування. Більші дебіти були отримані з відкладів олігоцену, зокрема з порід головецької світи. Однак не виключено, що на продуктивність впливає і блокова будова даної складки.

Таблиця 28. Результати випробування свердловин на родовищі Ветліна (Польща)

| № св. | Вік продуктивного горизонту    | Інтервал випробування | Дебіт, тис м <sup>3</sup> /добу |
|-------|--------------------------------|-----------------------|---------------------------------|
| 1     | J <sub>3vr1</sub>              | 2170–2160             | 51,8                            |
| 1     | J <sub>3vr1-gl</sub>           | 2516–2510             | 9,8                             |
| 1     | J <sub>3gl</sub>               | 2813–2800             | 9,4                             |
| 5     | J <sub>3vr1-gl</sub>           | 1865–1825             | 21,6                            |
| 6     | J <sub>3gl</sub>               | 2100–2025             | 59,04                           |
| 7     | J <sub>3vr1-gl</sub>           | 2695–2607             | 12,96                           |
| 7     | J <sub>2</sub>                 | 3031–3020             | 14,2                            |
| 7     | J <sub>2</sub>                 | 3136–3080             | 18,0                            |
| 7     | K <sub>2</sub> -J <sub>1</sub> | 3277–3240             | 19,08                           |

Загалом структуру Тихого можна оцінити як вельми перспективну за сумою показників нафтогазоносності, включаючи структурний фактор (антиклінальна складка ізольована від денної поверхні), літологічних і прямих ознак нафтогазоносності (наявність потужних піщаних пачок).

Попередніми буровими роботами розкрита тільки верхня частина головецьких відкладів. Як свідчать матеріали буріння на газовому родовищі Ветліна (Польща), яке локалізоване, вірогідно, в тій самій лусці, що й структура Тихого, промислові припливи газу одержували здебільшого з пісковиків головецької світи. Оцінити їх розріз повніше можна шляхом поглиблення св. Лютня-10, вибій якої знаходиться на глибині від 1600 м до 3500 м. Вона розташована в присклепінній частині структури, на відміну від більш глибокої св. Лютня-1 (вибій 3400 м), яка розкрила північно-східне крило. Якщо ж неможливо поглибити цю свердловину, доцільно пробурити поблизу неї нову пошукову св. Тихий-1.

#### **7.4. ДІЛЯНКА ЛАЗЕЩИНА-КЛИМПУШІ (СТРУКТУРА МАКСИМЕЦЬ-БИСТРИЦЯ)**

Розташована в Надвірнянському районі Львівської області за 35 км від м. Надвірна, в басейні р. Бистриця Надвірнянська. У тектонічному відношенні це паравтохтонна складка Сихлеської луски Сколівської скиби під насувом скиби Парашки (рис. 151).

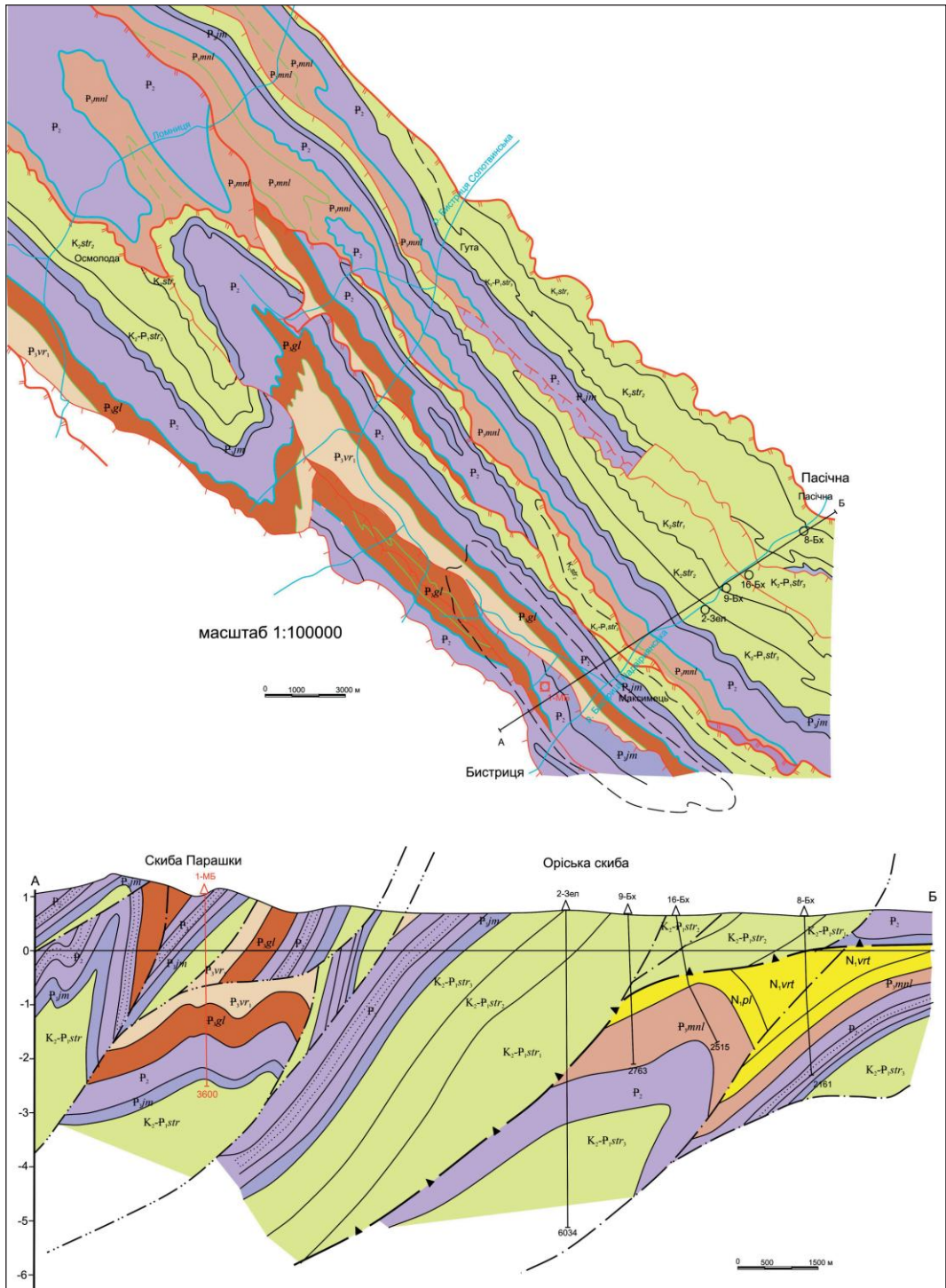


Рис. 151. Геологічна карта і розріз ділянки Лазецина-Климпушії (структура Максимець-Бистриця)

**Стратиграфія.** У будові ділянки беруть участь відклади крейди-олігоцену, які мають близькі літологічні параметри як в паравтохтоні, так і в алохтоні, тому надається їх зведена літостратиграфічна характеристика (рис. 152) [188].

**Верхня крейда-палеоцен.** Верхньокрейдові-палеоценові відклади Скибової зони представлені стрийською світою ( $K_2-J_1str$ ).

*Стрийська світа* ( $K_2-Z_1str$ ). Світа поширена в Скибовій зоні Карпат, але в повному об'ємі виходить на денну поверхню тільки в її північно-західній частині (на північний захід від р. Опор), де встановлене її нормальне залягання на головнинській світі нижньої-верхньої крейди. У більшості розрізів спостерігається тричленний поділ стрийської світи на три підсвіти: нижню, середню і верхню, що базується на виділенні між однотипними нижньою та верхньою, складених переважно сірим, тонко- і середньоритмічним флішем, середньої підсвіти, у складі якої переважають пісковики або груборитмічний фліш. Цей поділ ґрунтується тільки на літології, а тому є досить умовним, оскільки межі середньої підсвіти не завжди чітко відбиваються, до того ж вони діахронні. У всіх трьох підсвітах спорадично зустрічаються малопотужні строкатоколірні глинисті пачки (особливо в центральній частині Скибової зони).

*Нижньострийська підсвіта* ( $K_2-K_2str_1$ ) представлена ритмічним чергуванням пісковиків і аргілітів з участю мергелів і вапняків, переважають пачки тонкоритмічного перешарування цих порід, які розділяються піщаними пачками, їх товщина від 0,1–0,15 до 0,4 м. Пісковики сірі та сталєво-сірі дрібнозернисті тонкоплитчасті карбонатні. Цемент становить більше 50 % породи. У всіх пластах пісковиків відзначається велика кількість кальцитових жилок, на нижніх площинах – гієрогліфи, на верхніх – хвиляста і коса шаруватість. Аргіліти сірі, темно- та зеленувато-сірі вапнисті і невапнисті, часто з фукоїдами (0,054–0,3 м). Зустрічаються пласти мергелів і вапняків сірих (у мергелях присутні фукоїди). Товщина їх 0,1–0,15 м. У верхній частині підсвіти в скибах Сколівській і Парашки в басейнах р. Бистриці Надвірнянської і Прута зустрічаються пачки тонкоритмічного чергування з червоними аргілітами. Товщина підсвіти >500 м.

*Середньострийська підсвіта* ( $K_2str_2$ ) представлена пісковиками з прошарками аргілітів або груборитмічним піщаним флішем. Пісковики сірі або голубувато-сірі, дрібно-, середньо- та крупнозернисті, карбонатні з численними кальцитовими жилами, дуже щільні. У дрібнозернистих різновидах відзначається хвиляста або коса шаруватість. Зустрічаються гравійні лінзи і прошарки дрібногалькових конгломератів з уламками кам'яного вугілля, крупних іноцерамів і морських їжаків. Товщина пісковиків від 0,5–0,8 до 1–3 м. У середній частині підсвіти місцями зустрічаються пачки червоних аргілітів. Товщина підсвіти змінюється від 410 до 500 м.

*Верхньострийська підсвіта* ( $K_2-Z_1str_3$ ) складена тонкоритмічним перешаруванням аргілітів сірих, темно-сірих, сіро-зелених вапнистих і невапнистих (0,1–0,25 м); пісковиків і алеволітів дрібно- і середньозернистих сірих, сталєво- і голубувато-сірих карбонатних, з жилками кальциту, часто з конволютною шаруватістю, товщиною 0,1–0,25, рідше 0,4–0,7 м. Характерною особливістю пісковиків є наявність карбонатного цементу, через що вони дуже щільні і малопроникні. Присутні прошарки мергелів (0,1–0,25 м), зрідка вапняків (до 0,3 м).

| Система               | Відділ       | Світа                           | Підсвіта   | Індекс             | Літологічна колона   | Потужність | Літологічна характеристика порід   |                    |           |   |
|-----------------------|--------------|---------------------------------|------------|--------------------|--|------------|--|--------------------|-----------|---|
| П А Л Е О Г Е Н О В А | Верхній      | Стрийська                       | Ямненська  | Палеоцен           | К <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> str <sub>3</sub>  | >500 м     | Сірий вапнистий середньоритмічний фліш:<br>Аргіліти сірі, дуже вапністі, деколи переходять в глинисті мергелі пісковики і алевроліти стальню сірі, дуже вапністі, з жилками кальциту, тонко- і хвилястощаруваті<br>Пісковики ясно-сірі, різнозерністі, слабовапністі, товстошаруваті, іноді утворюють пачки (до 50 м)<br>Зрідка зустрічаються прошарки мергелів, вапняків, зелених та чорних аргілітів.  |                    |           |   |
|                       |              |                                 |            |                    |  | Манявська  |  | Р <sub>2</sub> m n | 200 м     | Тонкоритмічне флішове перешарування:<br>Аргіліти зелені, рідше червоні, невапністі і кремєністі пісковики сіро-зелені та алевроліти кремєністі, деколи прошарки зелених кремєнів. |
|                       |              |                                 |            |                    |  | Вигодська  |  | Р <sub>2</sub> v g | 200-250 м | Пісковики сірі, різнозерністі, масивні, товстошаруваті (до 10-50 м) пачками (до 5-10 м) і лінзами зеленого тонкоритмічного флішу.<br>Невапністі відміни пісковиків - пористі.     |
|                       | Олігоцен     | Головецька                      | Бистрицька | Р <sub>2</sub> b s | 15 м   | 300-350 м  | Тонкоритмічний зелений і строкатий переважно глинистий фліш:<br>Аргіліти зелені або червоні, невапністі, тонкошаруваті пісковики дрібнозерністі та алевроліти кремєністі, тонкошаруваті.<br>На Лазецинській структурі переважають довжинські пісковики.  |                    |           |   |
|                       |              |                                 |            |                    |  | 10 м       | Горизонт смугастих вапняків. Тонкоплитчасті вапняки і місцями кремєні  |                    |           |   |
|                       |              |                                 |            |                    |  | 500-700 м  | Тонко- і середньоритмічне перешарування порід менілітового типу:<br>Аргіліти чорні, невапністі, деколи бітумінозні, листуваті пісковики дрібнозерністі, і алевроліти кварцовидні, тонкошаруваті (0,02-0,25 м), або зелені, кварцеві, середньозерністі, пористі (клівського типу), середньо- і товстошаруваті (0,5-2 м).<br>У верхній частині світи є пісковики різнозерністі, товстошаруваті (до 5 м) і прошарки аргілітів темно сірих, вапнистих. |                    |           |   |
|                       | Верховинська | Р <sub>3</sub> v r <sub>1</sub> | 10 м       | 600-900 м          | Груборитмічний сірий вапнистий фліш кросненського типу:<br>Пісковики різнозерністі, масивні, товстошаруваті (до 3-5 м), перешаровуються з пачками і прошарками аргілітів та тонкошаруватих дрібнозернистих пісковиків і алевролітів.<br><br>В нижній частині підсвіта є прошарки чорних невапнистих аргілітів менілітового типу. |            |  |                    |           |   |

Рис. 152. Зведений стратиграфічний розріз ПдЗх скиб Скибового покриву (ділянки Брустуранка, Яновець, Максимець-Бистриця, Лазецина)

Загалом, переважають аргіліти (до 60–65 %). Місцями у середній частині підсвіти зустрічаються прошарки червоних аргілітів. Присутні товстошаруваті дрібно- і середньозернисті пісковики карбонатні і некарбонатні (0,4–1,5–3 м). Вони відрізняються від типових пісковиків стрийської світи (в тому числі й від більшої частини пісковиків середньострийської підсвіти) і нагадують ямненські пісковики. В розрізі верхньострийської підсвіти вони утворюють одну, дві або більше пачок, розділених тонкоритмічним глинистим флішем. Нерідко верхня з таких пачок міститься всього на 20–70 м нижче ямненських пісковиків. Товщини таких пачок коливаються в досить широких межах від 3–8 до 20–110 м. Пісковики цього типу поширені у північно-західній частині Скибової зони в скибах Берегова, Орівська, Сколівська, Парашка.

Попри різний вміст масивних пористих пісковиків у складі піщаних пачок, вони, загалом, корелюють з їх загальною товщиною. Хоча, як зазначалось вище, в складі верхньострийської підсвіти виділяються дві, три і більше піщаних пачок, порівняно непогано простежуються дві досить великі пачки, які нами позначені як пачки «А» і «Б». Для прикладу, шляхом аналізу каротажних діаграм (стандартний каротаж, ГК і НГК) низки свердловин проведена кореляція цих пачок для розрізів Берегової і Орівської скиб. Розріз верхньострийської світи завжди починається пачкою тонкоритмічного перешарування порід зі значним вмістом аргілітів. Товщина пачки коливається від 55 до 235 м. Характерною її особливістю є наявність у верхніх і середніх частинах декількох пластів пісковиків. Піщані пачки «А» і «Б», які залягають нижче, характеризуються значеннями товщин відповідно 57–120 м і 115–195 м, тобто нижня пачка має значно більшу товщину. Товщина глинистої товщі, яка їх розділяє, змінюється від 100 до 250 м.

Загалом товщина тієї частини верхньострийської підсвіти, яка охоплює інтервал від її покрівлі до подошви піщаної пачки «Б», є величиною більш-менш сумірною і знаходиться в межах 440–540 м. Дуже значні коливання товщин спостерігаються для глинистих пачок, які розділяють пачку «Б» та покрівлю середньострийської підсвіти, яка становить близько 400 м. Загальна товщина підсвіти в межах площі становить 580–700 м.

*Ямненська світа (Z<sub>1jт</sub>)*. На відкладах верхньокрейдово-нижньопалеоценової верхньострийської підсвіти у багатьох розрізах згідно лежить пачка середньоритмічного перешарування строкатих аргілітів (зелених, сіро-зелених та вишневих), алевролітів і пісковиків (яремчанський горизонт). Товщина його коливається від 50 до 150 м. Над ним, а якщо він відсутній, то безпосередньо над верхньострийськими відкладами, лежать товсто- і масивношаруваті ямненські пісковики. Вони сірі та зеленувато-сірі, різно- і дрібнозернисті, переважно невапнисті (0,8–5,0, деколи 10–17 м). У вивіреному стані пісковики стають буро-жовтими. Їх характерною особливістю є різнозернистість і велика кількість включень молочно-білого кварцу, уламків метаморфічних порід, переважно чорного і зеленого кольорів. Пласти пісковиків нерідко перешаровуються тонкими проверстками аргілітів сірих і зеленувато-сірих, звичайно невапнистих (0,058–0,2 м). Іноді зустрічаються пласти гравелітів і дрібногалькових конгломератів. У складі гальки присутні кварц, зелені і червоні філіти, імовірно,

кембрійського або навіть докембрійського віку. Присутні також штрамберзькі вапняки юри, чорні кремені нижньої крейди, девонські кварцові пісковики, сірі силурійські пісковики з остракодами і тріасові пісковики. Заповнююча маса в конгломератах аналогічна за складом до пісковиків, деколи з помітною перевагою уламків зелених і червоних сланців рифею. В деяких прошарках кількість заповнюючої маси досягає 40 % об'єму породи (рихлий конгломерат), зменшуючись до 7–8 % в зцементованих конгломератах. В останньому випадку заповнююча маса дещо краще відсортована, ніж в рихлих конгломератах, представлена переважно кварцом.

Цемент в конгломератах карбонатний, карбонатно-кременистий, глинисто-кременисто-карбонатний, карбонатно-глинистий. Для карбонатних цементів характерний базальний тип цементації, змішаний базальний і поровий для усіх інших. Гравелітів у кількісному відношенні порівняно небагато, але у вигляді окремих лінз і прошарків товщиною до 0,3–0,5 м вони зустрічаються досить часто. В результаті вивчення гравелітів виявлено, що вони відрізняються як за складом уламкового матеріалу, так і цементу. Цемент поровий, місцями базальний, представлений дрібнозернистим кальцитом. Загалом гравеліти складаються переважно з уламків крупнокристалічних вапняків зі згустковою, частково органогенною структурою, зумовленою нерівномірним розподілом глинистої речовини у вигляді окремих модулів, а також гнізд мікрозернистого кальциту, які мають різноманітну форму. Рідше зустрічаються уламки мікро- і дрібнозернистих вапняків, трапляються уламки брахіопод і багряних водоростей. В незначній кількості присутні уламки кварцитів з мозаїчною та зубчастою структурою, халцедонітів і польових шпатів різною мірою серицитизованих і пелітизованих. Присутні також зерна псамітових розмірів. Форма уламків напівобкатана, об-катана, рідше кутасти.

Пісковики є найпоширенішим компонентом у складі яменської світи. В кількісному відношенні на їх частку припадає до 75–80 %, місцями 90 % від усіх порід. Пісковики від крупно- до дрібнозернистих при широкому розвитку різнозернистих структур, за складом уламкового матеріалу – олігоміктові. Утворені з кутастих і кутастано-обкатаних зерен кварцу розміром від 0,1 мм до 1 мм (90–95 %). Польові шпати трапляються досить часто (2–3, рідше – 10 %). Вони представлені плагіоклазами, рідше ортоклазом або мікрокліном таблитчастої, кутастої або кутастано-обкатаної форми розміром 0,2–0,8 мм. Присутні зерна глауконіту розміром 0,1–0,5 мм (2–3 %). Багато зерен тріщинуваті і піритизовані. Деякі з них заповнюють проміжки між зернами кварцу і відіграють роль цементу. Трапляються луски мусковіту, біотиту, хлориту і зерна карбонатів. Останні місцями становлять вагому домішку. Акцесорні мінерали представлені одиничними зернами циркону, рутилу, гранату, турмаліну та ставроліту. З непрозорих мінералів трапляються зерна піриту неправильної форми, землісті скупчення лейкоксену та гідроокисів заліза розміром до 0,1 мм. Крім того, присутні уламки кварцитів, халцедонітів, вапняків мікрозернистих, крипнокристалічних, глинистих, оолітових і псевдоолітових розміром від 0,5–0,8 мм до 1,5 мм. Нерідко спостерігаються мушлі мікроорганізмів, в основному форамініфер. Деякі з них виповнені глауконітом. Зустрічаються також фрагменти і цілі агрегати

багряних водоростей, уламки мушель пелеципод і брахіоподи. Цемент карбонатний, деколи з домішками глинистої або кременистої речовини, становить від 10–15 % породи до 40–50 %. Кременистий цемент зустрічається набагато рідше і становить зазвичай незначну частину породи. Цементация – порова, базальна і пойкилітова, нерідко змішана.

Алевроліти зустрічаються серед потужних пластів пісковиків і в пачках ритмічного чергування у вигляді тонких прошарків (0,05–0,15 м). Вони кварцові, деколи глауконітово-кварцові. Цемент карбонатний з домішками глинистої речовини, становить 40 % породи. Часто зустрічається кременистий цемент (до 20–25 %), нерідко з домішками глинистої речовини, серициту, хлориту, місцями відзначається хлоритовий цемент. Цементация порова, контактова і змішана.

Аргіліти тонко- і середньорозсланцьовані, сірі та зеленувато-сірі, деколи зелені та вишнево-червоні (0,05–0,1 м). Структура пелітова і алевритова. Вони складаються з глинисто-серицитово-кременистої маси, в якій розсіяні кородовані зерна кварцу (0,02–0,04 м), карбонатів, рідше глауконіту, мусковіту, біотиту і хлориту.

Товщина ямненської світи змінюється від 150 до 180 м.

**Еоцен.** Нижній еоцен. Манявська світа ( $Z_{2m}$ ) згідно залягає на палеоценових відкладах. У підосві широко розповсюджений строкатоколірний (над'ямненський) горизонт, представлений чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Місцями на цьому рівні присутні пачки зелених кременів (3–5 м).

Пісковики зелені і зеленувато-сірі кварцові дрібнозернисті некарбонатні, нерідко кременисті (0,05–0,1 м). Аргіліти бурувато-вишневі і зелені щільні некарбонатні (0,02–0,1 м). Вище розріз світи представлений тонкоритмічним чергуванням пісковиків зелено-сірих, сірих дрібнозернистих невапнистих, іноді кременистих (0,04–0,5 м) і дуже міцних кременистих алевролітів (до 0,25 м), аргілітів зелених щільних некарбонатних, зрідка сірих слабокарбонатних (до 0,15 м). У розрізі присутні пісковики кварцові зеленувато-сірі масивні міцні, які деколи у підосві переходять у гравеліти, товщина їх 1–1,5 м.

Товщина світи 40–80 м.

**Середній еоцен.** Вигодська світа ( $Z_{2vg}$ ) згідно лежить на породах манявської світи. У Сколівській скибі в розрізі р. Бистриці Надвірнянської нижня частина світи складена пісковиками сірими і зеленувато-сірими дрібно- і середньозернистими масивними і товстошаруватими з включеннями дрібних уламків зелених аргілітів товщиною 1–3 м. Верхня частина представлена тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів, зрідка вапняків. Товщина світи коливається від 150 до 210 м.

**Верхній еоцен.** Бистрицька світа ( $Z_{2bs}$ ). Згідно перекриває вигодську світу. Її нижня частина утворена пісковиками (0,4–0,6 м) зеленуватими і зеленувато-сірими кварцовими дрібнозернистими невапнистими і вапняками масивними, які іноді переходять в гравеліти; зрідка зустрічаються конгломерати (до 0,3 м) з прошарками аргілітів зелених, невапнистих (до 0,2 м). Дещо переважають пісковики. Верхня частина світи складена чергуванням аргілітів зеленувато-сірих, сірих і коричнювато-сірих невапнистих і вапнистих, зеленувато-сірих пісковиків (до 0,3 м). Товщина світи 150–250 м.



**Олігоцен (Z<sub>3</sub>).** Олігоценові відклади у Сколівській і розташованих південніше скибах поділяються на головецьку і верховинську світи. Границя між ними проводиться по маркуючому горизонту смугастих вапняків (головецькому).

**Головецька світа (Z<sub>3gl</sub>)** в межах площі складена породами переважно менілітового типу. Це чергування глинистих (переважають) і піщаних пачок. Останні, хоч і досягають товщини 20–30 м, проте не мають чітко визначеного стратиграфічного положення. У складі глинистих пачок (20–60 м) переважають чорні аргіліти; вміст сірих аргілітів збільшується вгору за розрізом. У підосві світи знаходиться підкременева пачка: аргіліти темно-сірі і кавові сильнокарбонатні середньошаруваті (0,1–0,3 м); пісковики і алевроліти сірі дрібнозернисті кварцові невапнисті (0,05–0,45 м); мергелі сірі щільні плитчасті (до 0,25 м). Товщина пачки 8–12 м. Над нею залягає нижньокременевий горизонт, утворений чорними і коричневими кременями, чорними аргілітами, пісковиками і алевролітами; верхня частина горизонту представлена пачкою шоколадно-коричневих вапняків, досить сильно скременілих. Загальна товщина горизонту до 25–30 м. Вище часто залягає глиниста пачка, у складі якої домінують чорні аргіліти, гравеліти кременісті з вицвітами ярозиту, некарбонатні (до 0,35 м), які чергуються з пісковиками сірими кварцовими дрібнозернистими некарбонатними шаруватими і масивними (0,05–0,7 м), алевролітами сірими і темно-сірими невапнистими дуже міцними (до 0,25 м). Через 5–7 м у розрізі присутні пісковики товщиною понад 1,0 м. Товщина пачки 30–110 м. Вище неї подекуди присутні пласти і пачки пісковиків клівських дрібнозернистих кварцових добре відсортованих некарбонатних, при вивітрюванні світло-сірих або жовтувато-сірих (товщина пластів до 1,5 м). Вище спостерігається чергування глинистих і піщаних пачок описаних вище порід. Товщина головецької світи 700–850 м.

**Верховинська світа (Z<sub>3vr</sub>).** Поділяється на дві підсвіти – нижню і середню.

**Нижньоверховинська підсвіта (Z<sub>3vr1</sub>).** У підосві підсвіти залягає маркуючий горизонт смугастих вапняків сірих плитчастих з тонкосмугастою структурою, при вивітрюванні жовтувато-сірого або білого кольорів (0,02–0,4 м), які чергуються з теригенними породами. Товщина пачки від 0,5 до 4–6 м з 2–12 прошарками вапняків. Вище залягає ритмічний фліш, чергування пісковиків, аргілітів і алевролітів. Пісковики сірі, темно-сірі дрібнозернисті вапнисті і невапнисті, зрідка кременісті (0,3–0,5 м). Аргіліти чорні, темно-сірі і сірі вапнисті, а чорні здебільшого невапнисті, тонко-, середньо- і грубошаруваті (0,1–0,6 м). Алевроліти сірі і темно-сірі, деякі хвилястошаруваті вапнисті, часто кременісті (до 0,1 м). У розрізі зустрічаються пласти мергелів сидеритових сірих і темно-сірих дуже міцних (0,1–0,4 м). Товщина пачки 100–200 м. У деяких розрізах ця пачка відсутня і безпосередньо на смугастих вапняках лежить піщана товща, представлена пісковиками сірими кварцовими товстошаруватими різнозернистими слюдистими карбонатними, які утворюють потужні пачки (до 30–75 м), що розділяються пакетами середньоритмічного чергування сірих вапнистих аргілітів, алевролітів та пісковиків. Товщина таких пакетів (10–45 м). Товщина підсвіти від 800 до 950 м.

**Середньоверховинська підсвіта (Z<sub>3vr2</sub>).** представлена середньоритмічним чергуванням шаруватих пісковиків і алевролітів з прошарками сірих і дуже рідко

чорних аргілітів. Порооди сіроколірні карбонатні. Співвідношення пісковиків та аргілітів 1,4:1. У нижній частині розрізу зустрічаються пласти товстошаруватих пісковиків різнозернистих, слюдистих, вапнистих (до 1,5–2,2 м). Товщина підсвіти до 375 м.

**Тектоніка.** Параавтохтонна Максимець-Бистрицька структура Сколівської скиби у перетині р. Бистриця Надвірнянська перекрита похилим насувом двох лусок скиби Парашки, а з тилу – третьою лускою цієї ж скиби. З північного сходу вона насунута на сусідню луску «своїї» ж скиби. Це забезпечує її надійну екранованість згори і з фронту (товщина алохтону близько 1,5 км). Через 10 км на північний захід за простяганням вона виходить на денну поверхню. Чи існує під насунутим комплексом поперечне порушення, яке б екранувало параавтохтонну частину складки від її виходу на денну поверхню, невідомо. У басейнах річок Ломниця і Свіча на поверхні – це крупна двосклепінна антиклінальна складка шириною до 3,5 км (Сихлеська антикліналь). У піднесених частинах її залягають відклади еоцену, а в мульд і на крилах – олігоцену. Вона ускладнена, особливо південно-західне підняття, дрібною складчастістю. Північно-східне крило мегаскладки стрімке (кут – 55°), а південно-західне – похиліше.

**Нафтогазоносність.** На денній поверхні над структурою Максимець-Бистриця прямі ознаки нафтогазоносності присутні тільки в одному місці – на р. Бистриця Надвірнянська, де у зоні насуву пісковиків ямненської світи на вигодські пісковики зафіксовано вихід нафти, приурочений до зони тектонічного порушення. Характерною особливістю південно-східної частини Передових Карпат є те, що тут присутні дві смуги нафтогазопроявів, розподілені таким чином. Зовнішня смуга тягнеться до краю Карпат і до Бориславсько-Покутського покриву, а тильна – переважно до південних скиб Парашки, Зелеманки і Рожанки. Посередині між цими смугами нафтопрояви фіксуються зрідка. Обидві смуги простягаються від румунського кордону на північний захід, причому за Гуцульським розломом їх кількість, особливо у південній смузі, зменшується. Це, мабуть, зумовлено тим, що сучасний фундамент Карпат, який тут є південно-західною частиною платформи, занурюється у бік Бойківського сегмента, і скупчення вуглеводнів, якщо вони існують на глибині, краще екрановані. У перетині р. Бистриці Надвірнянської описаний нафтопрояв є останнім. Ще далі в цьому ж напрямку нафтогазопрояви зникають і з'являються лише за 100 км.

На південь від описаного виходу нафти у внутрішніх лусках скиби Парашки і в скибі Зелеманка (верхні течії річок Бистриці Надвірнянської і Прутця Яблунницького) зафіксовано понад 20 нафтопроявів (усі в породах олігоцену). Вони є або проявами бігуму, або породами із запахом нафти та нафтопродуктів, на відміну від рідкої нафти у Бистриці Надвірнянської. Це опосередковано свідчить, що в структурі Максимець-Бистриця може існувати незруйноване гіпергенними процесами скупчення нафти, з якого по площі насуву нафта просочується через піщану товщу.

Для оцінки морфології структури і оцінки перспектив її нафтогазоносності, необхідно пробурити параметричну свердловину Максимець-Бистриця-1, проектний горизонт – ямненська світа палеоцену, проектна глибина – 3600 м.

Ці показники розраховані, виходячи з товщин алохтоної частини і товщин стратиграфічних одиниць, які складають цю структуру.

**Структура Лазещина.** Структура розташована в Рахівському районі Закарпатської області неподалік від смт. Ясіня в басейнах р. Чорна Тиса і Лазещина. Вона перекрита Кросненським покривом, локалізована в південній лусці скиби Рожанки Скибового покриву (рис. 153).

**Стратиграфія. Верхня-крейда.** *Стрийська світа* ( $K_2-Z_1str$ ). У складі структури, імовірно, присутня тільки верхня частина світи – верхньострийська підсвіта. Це чергування пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів, зрідка вапняків.

Є два типи пісковиків. Найпоширеніші пісковики сірі і сталеві-сірі кварцові, олігоміктові дрібно- і середньозернисті алевритисті, у підшві пластів різнозернисті, слюдисті, дуже міцні, з жилками кальциту, нерідко з хвилясто- або звивистошаруватою текстурою, деколи плитчасті. Складаються з напівобкатаних і обкатаних, нерідко кородованих зерен кварцу (0,1–0,5 мм), вміст яких досягає 85–95 % кластичного компонента породи. Цемент карбонатний дрібно- і середньозернистий або глинисто-карбонатний пелітоморфний, базального або порового типів. Становить до 30 % породи. Структура пісковиків алевропсамітова нерівномірнотзерниста, текстура масивна.

Менш розповсюджені пісковики сірі, іноді блакитно- і зеленувато-сірі, поліміктові різнозернисті сильнокарбонатисті слюдисті, нерідко плитчасті, середньо- і грубошаруваті (0,3–2 м) з жилками кальциту. У нижній частині пластів нерідко переходять у гравеліти, в покрівлі – у дрібнозернисті пісковики. Кластичний матеріал пісковиків цього типу представлений кутастими, напівобкатаними і обкатаними зернами кварцу (до 60–70 %) розміром 0,05–0,07 м і обкатаними уламками порід (до 25–35 %) розміром 0,3–1,3 мм: кварцитів, кварцових і кварц-слюдистих сланців, філітів, кременистих аргілітів, халцедону, зрідка мергелів крипнокристалічних, вапняків, алевролітів. Цемент карбонатний або глинисто-карбонатний, становить 30–35 % породи. Складається з дрібно- і середньозернистого кальциту або з пелітоморфної глинисто-карбонатної маси. Тип цементації базальний, поровий, деколи пойкилокластичний. У цементі трапляються зерна глауконіту і карбонатні залишки мікро- та макрофауни.

Алевроліти сірі кварцові вапнисті тонкошаруваті (до 0,1 м). Структура алевритова або алевропсамітова, текстура шарувата.

Аргіліти сірі сильнокарбонатні слюдисті тонко-, середньо- та грубошаруваті (0,1–0,5 до 1 м), нерідко переходять у глинисті мергелі. Карбонатність коливається від 15 до 45 %. Структура однорідна, шарувата або плямиста.

Аргіліти темно-сірі та чорні тонко- і середньорозсланцьовані невапнисті і вапнисті, дуже щільні і міцні, іноді з жилками білого зернистого кальциту.

Аргіліти зеленувато-сірі та сіро-зелені невапнисті тонкошаруваті. Зазвичай зустрічаються у вигляді тонких прошарків (1–5 см) у верхах нормального флішового ритму. Структура пелітова, алевропелітова, псамоалевропелітова. Текстура однорідна і шарувата, рідше плямиста.

Гравеліти у вигляді самостійних прошарків товщиною 0,2–0,3 м зустріча-



Вапняки зустрічаються зрідка, зазвичай це сірі і темно-сірі породи, прихованокристалічні, інколи глинисті, тонкошаруваті (0,05–0,2 м).

Товщина підсвіти не менше 700 м.

**Палеоген.** Загалом, у Скибовому покриві, зокрема у центральному перетині, палеогену поділяється на чотири світи: ямненську (палеоцен), манявську, вигодську та бистрицьку (еоцен), з яких ямненська та вигодська – це переважно піщані товщі. На деяких ділянках відбувається виклинювання піщаних товщ і заміщення їх на «фліш». Наприклад, в ядрі антикліналі в скибі Рожанки відсутня ямненська світа, у зв'язку з чим на стрийських відкладах залягає нерозчленована товща палеоцен-еоцену. Такі зміни мають локальний характер. Так, південно-західніше антикліналі Рожанки на структурі Вишківський Горган ямненська світа з'являється знову, а тому передбачити, який розріз палеогену розвинений у Лазещинській структурі (це продовження луски Рожанки) неможливо. Тому тут подається більш поширений поділ палеогену на чотири світи, тим більше, що в південно-східному напрямку ролі піщаного матеріалу в розрізах палеогену зростає (довжинська світа, пісковики «Таркеу»).

**Палеоцен.** Ямненська світа ( $Z_{1jm}$ ). Представлена потужною товщею сірих пісковиків, нижче якої присутня пачка зеленого або сірого флішу (15–45 м) тонко- та грубого чергування аргілітів зеленувато-сірих, червоних, сірих та темно-сірих з пісковиками сірими та зеленувато-сірими кварцовими дрібнозернистими міцними, вапнистими (яремчанський горизонт). Вище залягають пісковики сірі, світло-сірі, зазвичай різнозернисті, з гравієм у підшві, кварцові і олігоміктові, різною мірою карбонатні, слабозцементовані середньої щільності і міцності або міцні, пористі та масивні. У слабозцементованих різновидах присутні карбонатні стяжіння, які утворюють кулеподібні, еліпсоїдні брили січенням 0,5Ч1 до 1,5 м. Головні типи порід: аргіліти зелені або червоні, невапнисті (0,3–0,5 м); пісковики зеленувато-сірі дрібнозернисті; алевроліти міцні, іноді кременисті, тонкошаруваті (0,1–0,3 м). Товщина світи 150–200 м.

**Еоцен.** Манявська світа ( $Z_{2m}$ ). Представлена тонко- і середньоритмічним чергуванням зеленувато-сірих, зелених, зрідка вишневих аргілітів, пісковиків сірих, зелених і алевролітів. Характерна наявність двосторонніх гієрогліфів у пісковиках. Верхні менш рельєфні, зазвичай сплюснуті, з ходами хробаків.

Аргіліти зелені, зеленувато-сірі, вишневі, червоні щільні (0,1–0,2 м). Складаються з дуже дрібних пелітових, серицитових, рідше хлоритових частинок (<0,01 мм). Вони утворюють однорідну масу, в якій розсіяні дрібні кутасті та напівобкатані зерна кварцу (0,01–0,06 мм), луски мусковіту. Зрідка зустрічаються зерна глауконіту, лейкоксену, піриту, ще рідше – циркону, турмаліну, рутилу, дістену, анатазу і халцедону. Структура алевропелітова. Текстура однорідна, шаруватість проявляється нечітко.

Пісковики зеленувато-сірі та сірі дрібнозернисті некарбонатні кременисті міцні кварцові і глауконіто-кварцові, іноді хвилястошаруваті. Уламковий матеріал добре відсортований. Цемент представлений халцедоном і глинистими лусками. Часто зустрічається регенераційний цемент, який надає породі кварцитоподібного вигляду. За рахунок нарощування халцедону на зернах кварцу

зустрічається радіально-крустифікаційний цемент. Кварц складає основну масу породи. Товщина пластів пісковиків 0,1–0,5 м.

Алевроліти зеленувато-сірі. За мінералогічним складом тотожні з пісковиками. Товщина до 0,1 м.

Товщина світи від 50–120 до 200 м.

**Середній еоцен.** *Вигодська світа (Z<sub>2</sub>vg)*. Представлена пісковиками світло- і зеленувато-сірими дрібно- і різнозернистими, які у підшві переходять у гравеліти кварцові з численними включеннями зерен глауконіту, в зв'язку з чим вони набувають зеленуватого відтінку, міцні і середньої міцності пористі тріщинуваті масивні брилові. У підшві зустрічаються крупні механогліфи. Товщина 1–5 м і більше. Пісковики розділяються тонкими пакетами аргілітів зелених (0,01–0,15 м), пісковиків дрібнозернистих тонкошаруватих (до 0,1 м), алевролітів сірих і зеленувато-сірих, міцних (0,03–0,1 м). Товщина таких пакетів 0,5–1,5 м. Товщина пісковиків вигодської світи 120–200 м.

**Верхній еоцен.** *Бистрицька світа (Z<sub>2</sub>bs)*. Представлена чергуванням аргілітів, алевролітів та пісковиків. Деколи в розрізі зустрічаються пласти пісковиків, за літологічним складом і характером ритмічності ці відклади подібні до манявської світи.

Пісковики сірі, зеленувато-сірі, дрібнозернисті міцні. Складаються з кутастих, кутасто-обкатаних, іноді кородованих зерен кварцу (від 0,04 до 0,2–0,5 мм). Часто зустрічаються зерна глауконіту (до 0,2–0,3 мм), поодинокі зерна циркону, луски біотиту, хлориту, мусковіту, зерна турмаліну, піриту і лейкоксену. Цемент переважно кременистий, іноді карбонатний. Цементация змішана – порова, частково пойкилокластична. Структура алевропсамітова, різнозерниста. Текстура масивна. Товщина окремих пластів 0,05–0,2 зрідка 0,3–0,6 до 1,2 м.

Алевроліти зеленувато-сірі, сірі, зрідка вишневі, міцні (0,03–0,05 м), структура пелітова і алевропелітова, текстура масивна і мікрошарувата.

Аргіліти темно-сірі та чорні міцні щільні (до 0,1 м), зустрічаються спорадично у верхній частині. Там також спостерігаються мергелі сірі, дуже міцні (0,1–0,4 м), а в низах світи – прошарки вапняків зелених (0,1–0,15 м).

Товщина світи 250–400 м.

**Олігоцен (Z<sub>3</sub>).** Представлений головецькою і верховинською світами, за складом подібними до описаних на площі Максимець-Бистриця.

*Головецька світа (Z<sub>3</sub>gl)*. Складена, як і на структурі Максимець-Бистриця, переважно породами менілітового типу – чергуванням глинистих і піщаних пачок, однак в скибі Рожанки, в якій локалізована структура, збільшується вміст сірих карбонатних аргілітів і пісковиків кросненського типу у вигляді як окремих прошарків, так і пачок чергування.

Розрізолігоцену починається темноколірними породами, дуже мінливими як за літологією, так і за товщиною (5–30 м). Вище залягає маркуючий нижньокременевий горизонт, складений пачками кременів і вапняків з прошарками чорних менілітових аргілітів кременистих, з ярозитом; пісковиків сірих та дрібнозернистих, дуже міцних. Товщина горизонту до 12–15 м.

Вище присутня товща, яка містить компоненти менілітового та кросненського літотипів. Це чергування пачок (до 20–50 м), які складаються з аргілітів

чорних тонко-розсланцьованих, з ярозитом, часто кременистих невапнистих та пісковиків і алевролітів сірих кварцових некарбонатних (до 1,2 м) і пачок такої ж товщини, де переважають аргіліти сірі та темно-сірі вапнисті, пісковики та алевроліти сірі різнозернисті карбонатні (0,1–3,5 м). В розрізі присутні сидеритові мергелі (до 0,1 м). У нижній частині головецької світи переважають породи менілітового літотипу. Товщина головецької світи 700 м.

**Середній олігоцен.** *Верховинська світа. Нижньоворховинська підсвіта (Z<sub>3</sub> vr<sub>1</sub>).* У підосві підсвіти простежується малопотужний (до 1,5 м) маркуючий горизонт смугастих вапняків. Підсвіта складається з пачок (до 50 м), де переважають пісковики та пакети тонко- та середньоритмічного чергування (до 70 м). В загальному, перевага піщаних пачок характерна для низів розрізу. Товщина окремих пластів пісковиків становить 3–4 м. Товщина нижньоворховинської підсвіти – до 900 м.

**Тектоніка.** Лазещинська структура локалізована в другій на південний захід лусці скиби Рожанки. Ця та інші луски тильних скиб Скибового покриву в районі Ясіні повністю перекриті дуже похилим насувом Станіславської, Довжинської і Північнодовжинської лусок Горганської скиби Турківського субпокриву Кросненського покриву. На денній поверхні паравтохтонні структури з'являються з-під горизонтального насуву цієї скиби, північно-східна частина якої виходить на денну поверхню на 40 км північно-західніше Ясіні в басейні р. Мокранка.

В.В. Кузовенком і В.Є. Шлапінським у 2002 р. на підставі аналізу геологічної ситуації був зроблений висновок про похилий характер насуву Горганської скиби в районі Ясіні та про існування у піднасуві паравтохтонних структур Скибового покриву. У район Ясіні були протрасовані лінії антиклінальних складок, які присутні на денній поверхні, та побудований геологічний розріз, де вони були гіпотетично зображені, включаючи їх морфологію і товщину алохтона. У 2004 р. в районі Ясіні були проведені сейсмічні дослідження і виділені паравтохтонні структури під насувом Кросненського покриву. Пізніше, у 2007 р. сейсмоматеріали були переінтерпретовані під час проведення геофізиками ЗУ-ГРЕ тематичних робіт на Лазещинській площі Кросненського покриву [195].

Ці дослідження підтвердили наявність похилого насуву Кросненського покриву. Товщина алохтону становить 2600–2800 м. Будова Довжинської луски добре вивчена геологічною зйомкою. У її центральній частині виділяється крупна однойменна складка. У Ясінській котловині відслонюються наймолодші відклади олігоцену – нижньоворховинські і головецькі. Морфологія складки тут добре проявляється завдяки ретельному простеженню маркуючого горизонту смугастих вапняків. Обидва крила складки досить похилі і додатково зім'яті меншими складками, що визначає загальний хвилястий характер структур. Це підтверджується наявністю низки антиклінальних і синклінальних складок такого роду, дещо зміщених відносно Довжинської на схід у басейні потоку Зимір (права притока р. Лазещина). Взагалі, породам олігоцену, які складають Довжинську луску, притаманна надзвичайно інтенсивна складчастість. Складки мають найрізноманітнішу форму (симетричні, асиметричні, сундучні, віялоподібні) та розміри. Не виключено, що крім тектонічних, тут присутні й складки

підводно-зсувного генезису. Що ж до перших, то Довжинська луска, яка має вигляд тонкої пластини, в ході насування зазнала надзвичайно сильних деформацій, що й визначило інтенсивну складчастість в її межах. Сильна тріщинуватість алохтону робить його проникним і полегшує його зв'язок з піднасувом. Імовірно, що сильна дислокованість порід у Ясінській котловині зумовлена ще й перетином двох смуг глибинних розломів Гуцульського (косого до простягання Карпат) і Вікторівського (субмеридіонального простягання).

У північно-західному напрямку від Ясінської котловини Довжинська складка підноситься і в басейні р. Довжина та далі на поверхню виходять породи еоцену і палеоцену. Північніше Ясіні піднесена і занурена ділянки розділені поперечним порушенням (скидо-зсув), яке розтинає всю луску. Вертикальна амплітуда зміщення становить 60–80 м. У південно-східному напрямку складка занурюється, на південь від р. Лазещина повністю перекривається Чорногорським покривом, проте перед самим його насувом знову підноситься. Це свідчить про ондуляцію осі складки у цьому напрямку.

За даними сейсморозвідки, у піднасуві Довжинської луски з південно-заходу на північний схід виділяються Ясінська і Лазещинська структури, а Північнодовжинської луски – Стебнійська (рис. 154–156). Вірогідно, Ясінська складка належить до Славської скиби, а дві інші – до скиби Рожанки. Морфологія усіх трьох структур однакова – це дуже похилі структури, подібні до «лежачих» складок Бориславсько-Покутського покриву, розділені крутими насувами. Ця похилість викликає певні сумніви у такому трактуванні їх будови, адже на поверхні, де вони відслонюються, їх крила залягають значно крутіше. В інтерпретації сейсморозвідників ці структури складені у верхній частині нижньовірховинськими відкладами олігоцену, а в нижній – манявською сві-

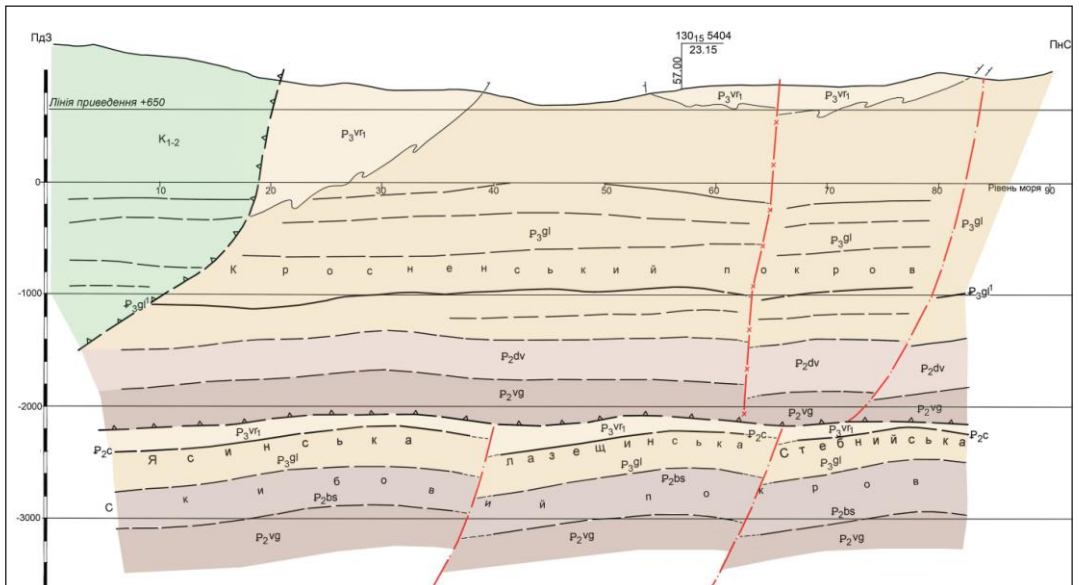
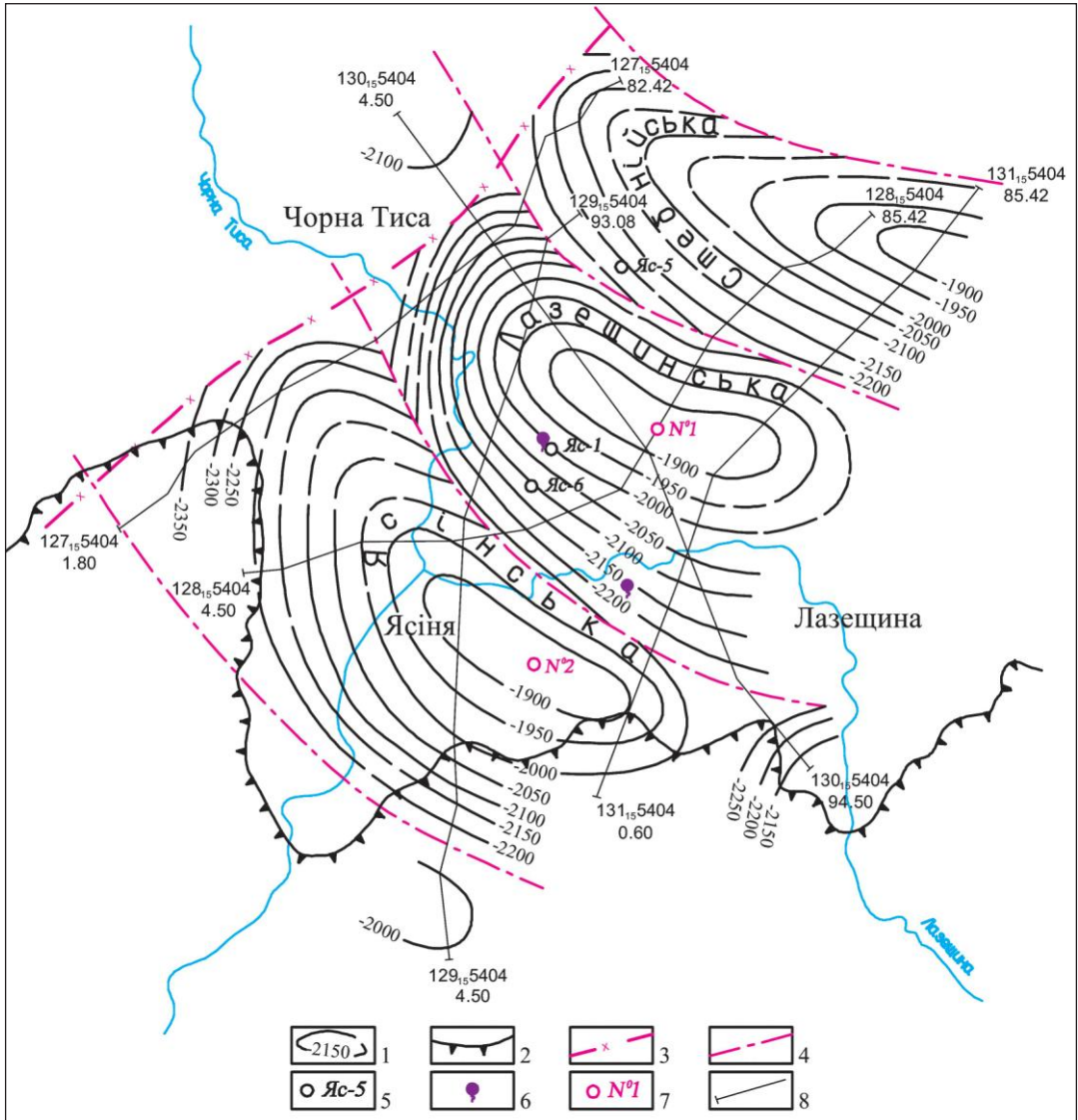


Рис. 154. Сейсмогеологічний розріз за профілем 127305404 (за даними ЗУГРЕ)



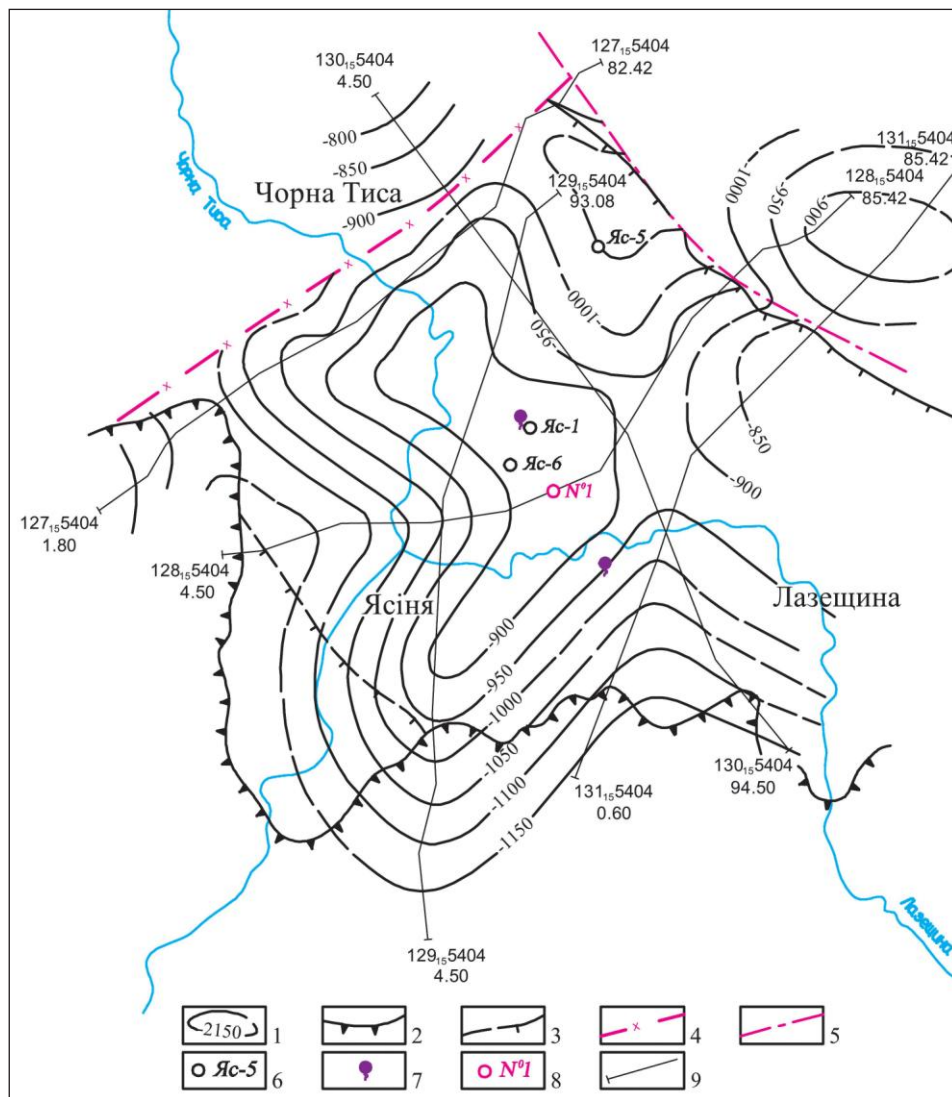


1 – ізогіпси відбиваючого сейсмічного горизонту в товщі олігоцену; 2 – покриви; 3 – тектонічні порушення; 4 – лінії насувів на глибині; 5 – структурно-пошукові свердловини; 6 – нафтопрояви; 7 – рекомендовані свердловини; 8 – сейсмічні профілі.

Рис. 155. Структурна карта за відбиваючим сейсмічним горизонтом  $\Pi_3$  (в товщі олігоцену) Скибового покриву (за даними ЗУГРЕ)

тою нижнього еоцену або вигодською – середнього еоцену. Склепінні частини складок оконтурені ізогіпсами -1900 м. Вірогідно, розміри перспективних площ структур становлять за ізогіпсою -2000: Ясінська – 8 км<sup>2</sup>, Лазещинська – 7,04 км<sup>2</sup> (площа Стебнійської не визначена через малу кількість матеріалів).

**Нафтогазоносність.** Район Ясіні здавна привертав увагу своїми природ-



1 – ізогіпси відбиваючого сейсмічного горизонту в товщі олігоцену; 2 – покрити встановлені; 3 – покрити, що передбачаються; 4 – тектонічні порушення; 5 – лінії насувів на глибині; 6 – структурно-пошукові свердловини; 7 – нафтопрояви; 8 – рекомендовані свердловини; 9 – сейсмічні профілі.

Рис. 156. Структурна карта за відбиваючим сейсмічним горизонтом  $\text{H}_{2gl}$  (в товщі олігоцену) Скибового покритву (за даними ЗУГРЕ)

ними нафтопроявами. Про присутність в цьому районі виходів нафти ще в 1858 р. повідомляли К. Пауль і Ф. Ріхтгофен, які проводили за дорученням Віденського державного геологічного інституту загальну геологічну зйомку Австро-Угорщини. Пошукові роботи на нафту розпочалися в районі Ясіня у 1878 р. з буріння неглибоких свердловин. Нафтопрояви у них зафіксовані з 12 до 40 м (до вибою найглибших свердловин). У 1896 р. товариство «Фроммер і

К» пробурило в долині р. Стебни (права притока р. Лазещина) чотири свердловини. В одній з них (№ 1) нафту видобували з глибини 178 м. Дебіт – 4 бареля (близько 600 кг) на тиждень. В інших трьох були тільки прояви нафти і горючого газу. Максимальна глибина досягнута в св. № 2 – 485 м [203]. В долині р. Чорна Тиса (між смт. Ясіня і с. Чорна Тиса) ця компанія пробурила ще 4 свердловини (глибиною 40–60 м), з яких щотижня одержували 200–300 кг нафти. Промисел діяв протягом 2 років (Ягц, 1922 р.).

Відновлення пошуків нафти в цьому районі припадає на часи існування чехословацької держави. Згідно з літературними даними, в 1932 р. була пробурена пошукова свердловина глибиною понад 1000 м. Про неї існують суперечливі дані. Одні дослідники вважали, що свердловина Ясіня-1 була закладена в долині р. Стебни приблизно за 1,3 км від її гирла. Глибина – 1420 м. Свердловина пройшла кросненські відклади і на глибині 1300 м розкрила темноколірні менілітові породи. Під час буріння нафтогазопроявів не спостерігалось.

За даними І.П. Мочаліна (1954–1956 рр.), в долині Стебни обстежено три старі свердловини, на місці яких залишилися обсадні труби великого діаметра. На стінках труб і на воді спостерігалася плівка густої чорної нафти. Дві свердловини були розташовані приблизно за 1300 м від гирла Стебни на відстані 150 м одна від одної; третя (глибока) – на 400 м вище. На поверхні землі виступала обсадна труба діаметром 14–16 дюймів. Стовбур цієї свердловини до глибини 25 м був порожній, без ознак нафти. Нафтопрояви зафіксовані на глибинах 170, 340, 420 та 580 м. При випробуванні були одержані припливи нафти до 200 л/д. Угорський геолог Т. Салаі пропонував добувати нафту в долині Стебни шахтним методом на підставі того, що влітку 1939 р. зі старої шахти (?) було видобуто 30 т нафти [202].

Додамо, що в полі розвитку олігоценових відкладів Довжинської аншкліналі в так званій Ясінській котловині зафіксовані 30 природних нафтопроявів. У 29 випадках це пісковики і алеволіти у відслоненнях з відчутним запахом нафти та нафтопродуктів. У одному пункті нафта просочується на поверхню з четвертинних відкладів. Найбільше нафтопроявів (23) сконцентровано в струмку Зимір (права притока р. Лазещина). Можливо, вони пов'язані з вторинним підняттям у межах Лазещинської структури – Зимірською антикліналлю.

Нафтопрояви в межах Довжинської складки радше свідчать не про її перспективність (вона не є задовільно герметичною), а про перетоки вуглеводнів з-під насуву системою тріщин до денної поверхні. Основні скупчення вуглеводнів, імовірно, зосереджені в паравтохтонних структурах. Це припущення підтверджується й тим, що у шліхових пробах з алювію річок і потоків, які перетинають Ясінську котловину, присутні високі значення вмісту сульфідів цинку. Наприклад, у потоках Стебна і Зимір зафіксовано відповідно 3 і 5 % сфалериту від ваги важкої фракції (30–200 знаків) [178]. Якщо врахувати, що фонові значення становлять 5 знаків, то це високий показник. Надійною ознакою промислової нафтогазонасності слід також вважати підвищений вміст у водах нафтових кислот. У районі селища Ясіня нафтові кислоти визначені у чотирьох джерелах з вмістом 0,3; 0,8; 8,4; і 35,0 мг/л (три джерела розташовані у нижньоворховинських відкладах Довжинської дуски, одне – в межах

Чорногорського покриву). У двох останніх пробах їх вміст взагалі найбільший у Карпатах.

Для Лазещинської ділянки зроблена кількісна інтерпретація електро-розвідувальних даних методом ЗСБЗ за профілями 128 5904 та 129 5904. За профілем 128 5904 чітко простежується покрівля довжинської, вигодської, бистрицької та манявської світ, а також контрастна межа, яка ототожнюється з межею Кросненського покриву. Покрівля вигодської світи у верхній частині розрізу простежується не повсюдно. Очевидно, що її товщина на початку про-філю незначна, а це ускладнює її виділення. В головецькій світі простежується 5 границь, які, ймовірно, пов'язані зі зміною літології розрізу. Щодо опорів, то загалом розріз є високоомний, але чітко спостерігаються зони підвищеного опору в довжинській світі (ПК 34.00–38.00), вигодській світі (ПК 34.00–44.00 та ПК 7.50–12.00), що може бути пов'язано як зі зміною літологічного складу порід, так і з нафто- або газонасиченням.

За профілем 129 5904 простежуються ті ж самі границі, що й за попереднім. Виділений за сейсмічними даними насув у районі ПК 37.00–43.00 чітко фіксується і за даними ЗСБЗ. На профілі виділяється зона підвищеного опору в головецькій світі (ПК 59.00–69.00, глибина приблизно 2000–2500 м), що також може свідчити про нафтогазонасичення порід розрізу.

Згідно з рекомендаціями сейсморозвідників ЗУГРЕ, пропонувалося про-бурити три свердловини – параметричну № 1 на Лазещинській структурі, проектна глибина 4200 м, проектний горизонт – манявська світа еоцену; № 2, узалежнену від № 1 у Ясінській складці, проектна глибина 4200 м, проектний горизонт – вигодська світа еоцену; № 1а на Довжинській складці, проектна глибина 2500 м, проектний горизонт – довжинська світа

## 7.5. ДІЛЯНКА БРУСТУРАНКА-ЯНОВЕЦЬ (СТРУКТУРА БРУСТУРАНКА)

Розташована в Тячівському районі Закарпатської області в 50 км від м. Тячів, в басейні р. Мокранка. Локалізована в лусці Вишківський Горган Грозівської скиби Турківського субпокриву Кросненського покриву. В її будові беруть участь породи верхньої крейди-олігоцену (рис. 157).

**Стратиграфія.** *Крейда–палеоген.* *Верхньострийська підсвіта* ( $K_2-Z_{1str_3}$ ). Від-клади верхньої крейди Турківського субпокриву відрізняються від відкладів Ски-бового покриву темнішим кольором порід і підвищеною кременистістю. Вони представлені тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Пісковики темно-сірі, блакитно-сірі, сірі, жовтувато-сірі дрібно- і різнозернисті вапнисті й не вапнисті плитчасті чи хвилясто шаруваті тріщинуваті, з жилками кальциту, тонко- і середньовертствуваті (0,1–0,3 до 0,45 м), дуже міцні. Цемент кременисто-хлоритовий і карбонатний [199, 216]. Пісковики поліміктові різно-зернисті з гравієм кварцитів, метаморфічних сланців, кременистих вапняків та інших порід; товщина пластів від 0,3–0,4 до 0,8–1,5 м. Алевроліти сірі, темно-



сірі, чорні, зрідка кременисті, з жилками кальциту, товстошаруваті, деколи з включенням дрібнозернистого піриту, дуже міцні (від 0,03–0,07 до 0,3 м). Аргіліти сірі, темно-сірі середньо- і грубошаруваті невапнисті і вапнисті слабо-кременисті щільні (від 0,05–0,1 до 0,2–0,6–1,0 м). Товщина підсвіти 550 м.

**Палеоцен.** *Ямненська світа (Z<sub>1jт</sub>)*. Представлена пісковиками з прошарками аргілітів і алевролітів, пачками чергування аргілітів, алевролітів та пісковиків. У низах світи залягає горизонт (10–35 м) вишнево-червоних і зелених аргілітів у чергуванні з алевролітами і пісковиками. Пісковики сірі, світло-сірі, зеленувато-сірі дрібно- і різнозернисті, дуже міцні, середньо- і грубошаруваті (0,3–3,0 зрідка 10 м) з кальцитовими жилками і великими ієрогліфами у підшві пластів. Вони складаються з кутастих і кутасто-обкатаних зерен кварцу (0,03–0,22 мм), глауконіту, лусок мусковіту. Цемент кременисто-карбонатний. Аргіліти зелені, темно-сірі, чорні кременисті, дуже щільні, товстошаруваті (до 0,15 м). Алевроліти сірі, темно-сірі, зеленувато-сірі некарбонатні, іноді товстошаруваті (до 0,3 м). Товщина світи до 200 м.

**Нижній еоцен.** *Манявська світа (Z<sub>2тп</sub>)*. Представлена ритмічним чергуванням пісковиків, аргілітів і алевролітів. Серед аргілітів доволі часто зустрічаються аргіліти чорні, що чергуються з кременями. Пісковики сірі, темно- і зеленувато-сірі дрібно-, середньо- і різнозернисті кременисті невапнисті, дуже міцні. Складаються з кутастих, кутасто-обкатаних і добре обкатаних зерен кварцу (від 0,03–0,1 до 0,5 мм). Зустрічаються зерна глауконіту, луски мусковіту, біотиту, зрідка хлориту, уламки польових шпатів, кварцитів і криптокристалічного вапняку. Цемент базальний, карбонатно-кременистий з домішками серицитового матеріалу. Товщина пісковиків у середньому 0,1–0,3 м, зрідка до 1,5 м. Аргіліти зелені, темно-зелені, чорні тонко- і середньошаруваті некарбонатні щільні (0,05–0,15 м). Кременисті аргіліти в покрівлі пластів інколи заміщуються кременями (блакитними, зеленими, коричневими). Товща кременистих прошарків 0,05–0,1 м. Іноді, особливо в нижній частині світи, зустрічаються прошарки аргілітів вишневих. Товщина світи 200–290 м.

**Середній еоцен.** *Вигодська світа (Z<sub>2вг</sub>)*. Складена пісковиками з прошарками аргілітів і вкладками ритмічного чергування аргілітів, алевролітів і пісковиків. Пісковики сірі, темно- і зеленувато-сірі дрібнозернисті і різнозернисті, з гравієм у підшві, масивні некарбонатні, з жилками кальциту. Товщина пластів 0,45–2,0 м іноді більше. Нерідко утворюють пачки 5–6 м. Відслонення вигодських пісковиків супроводжуються осипами, що пояснюється їх сильною тріщинуватістю. В масі пісковиків переважають зерна кварцу неправильної кутастої або напівобкатаної форми (0,04–0,8 мм) з хвилястим згасанням. Зустрічаються зерна польових шпатів, лейкоксену, циркону, глауконіту, рутилу, луски хлориту і біотиту. За результатами мінералогічного аналізу важка фракція пісковиків складається з піриту (4–9 %), оксидів заліза (3–15), лейкоксену (30), циркону (22–33), рутилу (7–30), турмаліну (5–10 %). У легкій фракції переважає кварц (92–99 %). У пачках ритмічного чергування присутні аргіліти зелені, зеленувато-сірі, зрідка чорні, некарбонатні (до 0,15–0,25 м); алевроліти сірі хвилястошаруваті міцні невапнисті (до 0,2 м); пісковики сірі, зеленувато-сірі дрібнозернисті (до 0,3 м). Товщина світи до 350 м.

**Верхній еоцен.** *Бистрицька світа (Z<sub>2bs</sub>)*. Складена ритмічним чергуванням аргілітів, алевролітів і пісковиків з пластами пісковиків. У низах світи пісковики деколи домінують, утворюючи пачки товщиною 2–5 м. Пісковики сірі, темно- і зеленувато-сірі дрібнозернисті, у підшві різнозернисті, некарбонатні, зрідка карбонатні, дуже міцні, деколи зливні (0,1–0,4, зрідка 0,5–2,4 м). На нижній та верхній поверхні пластів спостерігаються гієрогліфи (рельєфніші на нижній поверхні). Аргіліти зелені, зеленувато- і темно-сірі, сірі, чорні тонко-, серед-ньо- і грубошаруваті (0,05–0,1–0,5 м), переважно некарбонатні. Алевроліти сірі, темно-сірі, товстошаруваті (до 0,05 м). Вгору за розрізом часто зустрічаються аргіліти сірі вапнисті і чорні невапнисті. У верхах світи майже зникають аргіліти зелені, переважають коричневі та чорні. Товщина світи 250–450 м.

**Олігоцен.** *Головецька світа (Z<sub>3gl</sub>)*. У нижній частині світи переважають породи менілітової фації – аргіліти чорні кременисті некарбонатні тонко- і середньшаруваті, деколи папероподібні, з вицвітами ярозиту (0,03–0,5–1,5 м); алевроліти і пісковики сірі, темно-сірі дрібно- і середньозернисті некарбонатні, часто кременисті масивні та шаруваті (0,03–1,2 м). У підшві світи залягає нижньокременевий горизонт (до 8 м) і підкременева пачка (5–15 м). Гранулометричний склад пісковиків різний. У нижній частині розрізу переважають пісковики з розміром фракцій від 0,5–0,25 мм і менше. Як правило, пісковики слюдисті некарбонатні, однак зустрічаються окремі пласти з високою карбонатністю. Тонкошаруваті кварцитоподібні пісковики щільніші, ніж дрібно- і середньозернисті, присутні косошаруваті і масивні прошарки. У тріщинах – дрібні кристали кварцу. У верхній частині розрізу збільшується кількість пластів грубоверстуватих пісковиків (до 1,5 м) сірих і темно-сірих дрібно- і середньозернистих слюдистих середньої щільності, різного ступеня карбонатності. Вони складаються з напівобкатаних, кутастих і неправильної форми зерен кварцу (0,1–0,5 мм) з хвилястим згасанням. В основної маси зустрічаються зерна глауконіту, ставроліту, польових шпатів, циркону, лейкоксену, лусок мусковіту, зрідка оксидів заліза і хлориту. Структура алевропсамітова. Цемент серецитово-кременистий. Важка фракція складена рудними мінералами (пірит, лейкоксен – по 30–33 %, циркон – 6–30, рутил – 7–9, турмалін – 3,5–9 %), рідше зустрічаються гранат, дістен, епідот, халцедон, мусковіт. Легка фракція складена зернами кварцу (83–95 %).

Алевроліти складаються з зерен кварцу кутастих або напівобкатаних, нерідко кородованих (до 0,2 мм). Зустрічаються зерна глауконіту, польових шпатів, карбонату, циркону, луски мусковіту, хлориту. Цемент глинисто-серіцитово-карбонатний або кременистий. Структура псамоалевритова, текстура масивна. У важкій фракції переважає пірит (48–53 %). Вміст циркону 6–20 %, лейкоксену 3,5–9,5, рутилу 4–5,4, гранату 0,7–3, ільменіту 1,1–1,2 %. У легкій фракції присутній кварц (83–89 %), глинисті агрегати (6,3–7,6 %) і в невеликій кількості – польові шпати, мусковіт, глауконіт, хлорит.

У нижній частині розрізу головецької світи зустрічаються прошарки скременілих і сидеритових мергелів. Мергелі темно-сірі і коричневі, дуже щільні і міцні (0,1–0,3 м). Товщина частини головецької світи, де переважають породи менілітового літотипу, 250–300 м.

Поступово вгору за розрізом збільшується вміст сіроколірних порід кросненського ліготипу, які в середній частині домінують. Перехід полягає в появі прошарків чорних і темно-коричневих аргілітів та пісковиків сірих грубошаруватих сильно карбонатних. Характерна перевага товстошаруватих різновидів, які часто переходять у мергелі. Товщина аргілітів сірих 0,2–1,2 м. Алевроліти сірі хвилястошаруваті сильно карбонатні дрібнослюдисті, складені з кутастих, напівобкатаних, часто кородованих зерен кварцу (0,18 мм). Присутні зерна глауконіту, лейкоксену, піриту, луски мусковіту, біотиту, хлориту. Цемент дрібнозернистий карбонатний. Структура псамітоалевритова. Товщина 0,05–0,15 м. Пісковики сірі і темно-сірі дрібнозернисті до грубозернистих; сірі та світло-сірі дрібно- і середньозернисті сильно карбонатні середньої щільності. Характерною є сильна слюдистість, слюда представлена лусками мусковіту і біотиту. Товщина пісковиків 0,6–1,5–3,5 м. Товщина головецької світи > 800 м.

*Нижньоварховинська підсвіта (Z<sub>3vr1</sub>).* Складена пачками товстошаруватих різнозернистих пісковиків, які розділяються пакетами ритмічного чергування аргілітів сірих, рідше чорних, алевролітів сірих, пісковиків сірих дрібнозернистих. У підшві підсвіти залягає горизонт смугастих вапняків. Літологічна характеристика їх майже аналогічна до нижньоварховинської підсвіти, розвинутої у південних скибах Скибового покриву. У нижній частині світи, дещо вище горизонту смугастих вапняків, зустрінуті обвальні-зсувні утворення. Вони супроводжуються інтенсивною мікроскладчастістю і зовні нагадують мілоніти, але з включеннями обкатаних гальок і валунів (до 0,5 м і більше) екзотичних порід. Розвинені крупні олістоліти (до 20–150 м і більше) древніх порід, нерідко деформованих. Вік олістолітів переважно нижньоолігоценний та еоценовий.

Товщина світи до 1000 м.

**Тектоніка.** Брустуранська структура локалізована в лусці Вишківський Горган – передовій частині Кросненського покриву в цьому перетині. Вона перекрита тут Горганською скибою цієї ж тектонічної одиниці. Структура є майже симетричною антиклінальною складкою з крутим північно-східним та дещо похилішим південно-західним крилом. З північного сходу вона тектонічно (насув) контактує з лускою Славської скиби, в якій розташована Яновецька луска. Структура надійно екранована в усіх вимірах. Щоправда, в північно-західному напрямку за 8 км від лінії розрізу А-Б вона виходить на денну поверхню. Боковим екраном для цієї структури можуть бути поперечні розривні порушення типу скидо-зсувів, яких не бракує в цій частині Складчастих Карпат, або система повздовжніх складок, що виникли внаслідок ундуляції осі Горганської складки. Вияснити деталі будови Верхньо-Брустуранської паравтохтонної складки можна тільки за результатами сейсмічних досліджень або бурових робіт. Оцінити нафтогазоносність цієї структури може рекомендована св. Брустуранка-1.

**Нафтогазоносність.** На перспективній ділянці Брустуранка-Яновець поверхневі прояви нафти і газу відсутні, хоча обидві структури знаходяться в межах вуглеводневого поля (зовнішня межа гідротермального поля розташована дещо південно-західніше і західніше). Однак, на антикліналі Вишківський Горган, яка є північно-західним продовженням структури Брустуранки, в місці її виходу на денну поверхню з-під похилого насуву (ядерна її частина розташована за 17 км



від рекомендованої св. Брустуранка-1) було відібрано 85 проб на люмінесцентно-бітумінологічний аналіз з відкладів крейди-еоцену за трьома поперечними профілями. В усіх пробах був виявлений бітум. Відсотковий вміст його становив  $6,25 \cdot 10^{-4}$ – $8,0 \cdot 10^{-2}$  % (переважали значення  $5,0 \cdot 10^{-3}$ – $8,0 \cdot 10^{-2}$  %). Капілярні витяжки з бензолом, ацетоном, ефіром та гідратом оксиду калію свідчать про вміст бітумів нафтового ряду, котрі домінують. Ці результати говорять про присутність скупчень вуглеводнів на глибині, у результаті міграції яких у гіпергенних умовах утворилися бітуми. Колекторські властивості порід, які складають антикліналь Вишківський Горган, наведені в табл. 29. Пористість проаналізованих зразків дуже невисока. Кращими колекторськими властивостями відзначаються відклади середнього еоцену. Можливо, причиною низької пористості є те, що антикліналь Вишківський Горган частково знаходиться в межах гідротермального поля. Для нього характерне окварцювання порід (кварцові жили, кристали мармароських діамантів, кременистий цемент). Візуально пісковики в межах цього поля містять найдрібніші кристали кварцу («ранкова роса»). Слід очікувати, що за межами гідротермального поля колекторські властивості порід Брустуранської структури будуть кращими.

Таблиця 29. Колекторські властивості пісковиків палеоцен-олігоцену антикліналі Вишківський Горган

| № з/п | Вік порід                         | Кількість зразків | Коефіцієнт абсолютної пористості % |              |          |
|-------|-----------------------------------|-------------------|------------------------------------|--------------|----------|
|       |                                   |                   | мінімальний                        | максимальний | середній |
| 1     | J <sub>3gl</sub> -vr <sub>1</sub> | 9                 | 0,58                               | 2,5          | 1,12     |
| 2     | J <sub>2bs</sub>                  | 4                 | 0,5                                | 7,0          | 4,07     |
| 3     | J <sub>2vg</sub>                  | 4                 | 2,6                                | 6,1          | 4,25     |
| 4     | J <sub>2mn</sub>                  | 3                 | 2,2                                | 3,8          | 3,27     |
| 5     | J <sub>1jm</sub>                  | 9                 | 0,5                                | 4,2          | 1,23     |

Для оцінки розрізу структури Брустуранка, включаючи низи палеоцену, необхідно пробурити параметричну св. Брустуранка-1. Проектний горизонт – відклади верхньої крейди-палеоцену стрийської світи, проектна глибина – 4000 м. Для уточнення положення склепіння структури доцільно провести сейсмічні дослідження.

**Структура Яновець.** Структура розташована в Тячівському районі Закарпатської області за 50 км від м. Тячев у межиріччі Брустуранки і Мокранки, у тектонічному відношенні локалізована в Славській скибі Скибового покриву.

**Стратиграфія.** Віковий інтервал порід, які складають структуру, від верхньої крейди до олігоцену [199, 216].

**Верхня крейда-палеоцен.** Стрийська світа (K<sub>2</sub>-Z<sub>1str</sub>). Складена тонко- та середньоритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів, аргілітів, рідше мергелів. Пісковики сірі та сталєво-сірі (від 0,1–0,25 до 0,4–0,6 м), дрібнозернисті вапнисті, в покрівлі пластів часто з конволютною (закрученою) шаруватістю, з жилками кальциту, дуже міцні; аргіліти сірі, часто вапнисті (0,03–0,2 м), з різноманітними фукоїдами. Товщина понад 800 м.

**Палеоцен.** *Ямненська світа* ( $Z_{1jm}$ ). Суттєво піщана товща. Пісковики сірі та світло-сірі, при вивітрюванні жовтувато-сірі, масивні та брилові, переважно невапнисті пористі (до 15–20 м). Виділяються прошарки аргілітів сіро-зелених та зелених невапнистих, дуже щільних (0,05–0,15 м) або пачки тонкоритмічного чергування описаних аргілітів і пісковиків зеленувато-сірих кварцових дрібнозернистих невапнистих міцних (0,2–0,5 м) і таких само алевролітів. Товщина світи – до 200 м. У її підошвенній частині простежуються пачки тонко- і середньоритмічного перешарування аргілітів зеленувато-сірих, зелених, сірих та червоних, невапнистих (0,04–0,15 м) з пісковиками кварцовими, невапнистими (0,15–0,4 м) – яремчанський горизонт (до 50 м).

**Нижній еоцен.** *Манявська світа* ( $Z_{2m}$ ). Представлена тонко-, зрідка середньоритмічним перешаруванням алевролітів зеленувато-сірих сильнокременистих, дуже міцних, з ріжучими краями (0,03–0,15 м) та пісковиків зеленувато-сірих дрібнозернистих кварцових кременистих некарбонатних, дуже міцних (0,02–0,5 м) з аргілітами зеленими невапнистими щільними (0,02–0,1 м). У складі світи в деяких розрізах присутні потужніші пісковики зеленувато-сірі (0,5–1,5 м) та аргіліти червоні некарбонатні. Аналогічно до розрізів світи в перетині р. Свіча можна передбачати, що її товщина у перетині Яновця буде становити не більше 100–150 м.

**Середній еоцен.** *Вигодська світа* ( $Z_{2vg}$ ). Характер світи визначається наявністю пластів пісковиків, що вельми нагадують ямненські, зеленувато-сірих та сірих різнозернистих некарбонатних, іноді карбонатних (до 10–12 м). Вони чергуються з пачками (2–10 м) тонко- та середньоритмічного перешарування, до складу якого входять пісковики, алевроліти і аргіліти зелені та зеленувато-сірі. Подекуди в розрізі присутні пласти вапняків. Товщина світи – до 200 м.

**Верхній еоцен.** *Бистрицька світа* ( $Z_{2bs}$ ). Складена тонко- та середньоритмічним перешаруванням пісковиків зелених та зеленувато-сірих дрібнозернистих кварцових, подекуди кременистих, некарбонатних, з рельєфними гієрогліфами в покрівлі й підосві пластів (0,15–0,7 м) з такими ж алевролітами та аргілітами зеленими і зеленувато-сірими, некарбонатними (0,05–0,3 м). Такі пачки розділяються окремими пластами масивних і товстошаруватих пісковиків (до 3–4 м), які в деяких розрізах об'єднані у піщані пачки довжинського типу. У покривельній частині світи присутній горизонт глобігерінових мергелів (до 3–4 м). Товщина світи досягає 400–500 м.

**Олігоцен.** *Головецька світа* ( $Z_{3gl}$ ). Підкременева пачка (до 15 м) представлена чергуванням чорних, коричневих та сірих переважно вапнистих аргілітів і мергелів, пісковиків (0,2–0,6 м) та алевролітів (до 0,15 м). Нижньокременевий горизонт складений кременями чорними і шоколадно-коричневими (до 0,4 м), аргілітами чорними некарбонатними кременистими, з ярозитом, з листуватою сланцюватістю (до 0,3) та пісковиків і алевролітів кременистих. Товщина горизонту – до 12 м. Товща головецької світи вище нижньокременевого горизонту утворена породами, які належать до менілітової та кросненської літофацій: а) аргілітами сірими та темно-сірими карбонатними м'якими (0,05–0,5 м) і пісковиками сірими дрібно- та середньозернистими вапнистими (0,2–1,5–3,0 м); б) аргілітами чорними кременистими, з ярозитом, невапнистими (0,03–0,4 м) і

пісковиками (алевролітами) некарбонатними, дуже міцними (0,1–0,4 м). Зустрічаються пісковики кварцові сірі, жовто-сірі пористі клівського типу. Здебільшого вони зосереджені у нижній частині розрізу. Товщина світи – до 700–800 м.

**Олігоцен.** *Верховинська світа. Нижньоворховинська підсвіта (Z<sub>3vr1</sub>).* У підшвіті повсюдно присутній малопотужний маркуючий горизонт смугастих вапняків та кременів (до 2,5 м). Вище цього репера розріз представлений пісковиками різнозернистими товстошаруватими карбонатними (до 5 м), які утворюють пачки (10–70 м), що чергуються з пакетами середньоритмічного перешарування сірих вапнистих аргілітів та алевролітів (10–30 м). Найвні також, особливо у нижній частині розрізу, пачки та прошарки порід менілітового типу. Товщина підсвіти у цьому перетині становить не менше 1000 м.

**Тектоніка.** Структура локалізована в передовій лусці Славської скиби. У перетині Яновця вона повністю перекрита дуже похилим насувом Кросненського покриву. Товщина алохтону тут становить всього 400–500 м. Під цим насувом з південного заходу на луску насунуті послідовно: більш внутрішня луска Славської скиби і луска Вишківського Горгану Кросненського покриву. На денній поверхні відклади Яновецької луски, представлені олігоценем, відслонюються за 46 км на північний захід від лінії розрізу. Яновецька структура – це антиклінальна, майже симетрична складка з нахилом крил під кутами близько 50°. У будові складки, як зазначалось вище, послідовно беруть участь породи від верхньокрейдового до олігоценового віку.

**Нафтогазоносність.** Природні нафтогазопрояви на денній поверхні у межах Яновецької структури відсутні, а тому судити про її перспективи можна, залучивши матеріали про суміжні ділянки Скибового покриву. Найближчі нафтопрояви зафіксовані у межах Бистрицької антиклінальної складки (за 20 км на схід від рекомендованої св. Яновець-1). У її ядерній частині (еоцен) та в олігоцені описані пісковики із запахом нафти та асфальтоподібною в'язкою речовиною у тріщинах (8 точок спостережень). В 10 км на південь від згадуваної свердловини по р. Мокранці випробувано 4 джерела для визначення складу водорозчинних газів [214]. В результаті виявилось, що в них значно переважає вуглекислота (від 87,4 до 97,7 %). Вміст метану становить частки відсотка (0,15–0,4 %). Значна перевага вуглекислоти пов'язана з тим, що власне тут проходить північна межа так званого гідротермального поля, для якого вона є основним компонентом у складі газів підземної газогосфери. Однак, вже дещо північніше в районі смт. Усть-Чорна в складі джерела № 87 як основний компонент водорозчинних газів визначений метан (CH<sub>4</sub> – 56,4 %, N<sub>2</sub> – 28,0, CO<sub>2</sub> – 14,8 %). У цьому ж джерелі знайдені нафтені кислоти (0,2 мг/л), що є прямою ознакою нафтоносності. Слід сподіватися, що в добре екранованих структурах типу Яновецької, розміщених вже в межах вуглеводного поля, можуть знаходитися поклади вуглеводнів промислового значення.

Колекторські властивості порід палеоцен-еоцену Славської скиби, в межах якої локалізована Яновецька структура, на площі Брустуранка-Яновець не визначалися. Проте, фізичні властивості порід цього віку скиби Рожанки оха-

**Таблиця 30. Колекторські властивості палеоцен-еоцену скиби Рожанки в Гуцульському сегменті**

| Назва площі  | Вік                            | Кількість | Відкрита пористість |      |         | Проникність<br>$1 \cdot 10^{-3}$ мкм <sup>2</sup> |
|--|--------------------------------|-----------|---------------------|------|---------|---|
|  |                                |           | від                 | до   | середнє |   |
| Плоска-1 параметрична свердловина                  | J <sub>2</sub> bs              | 3         | 2,24                | 6,96 | 3,9     | <0,1  |
|  | J <sub>1</sub> J <sub>2</sub>  | 12        | 1,6                 | 6,84 | 3,3     | <0,1  |
| Жаб'є № 22, 28, 30, 31 структурно-пошукове буріння | J <sub>2</sub> bs              | 12        | 0,78                | 9,2  | 5,28    | <0,1  |
|  | J <sub>1</sub> -J <sub>2</sub> | 12        | 1,3                 | 10,4 | 5,3     | <0,1  |

Фізичні властивості пісковиків олігоцену визначались на площах Козева (параметричне і структурно-пошукове буріння) в Бойківському сегменті.

Всього було проаналізовано 20 зразків. Відкрита пористість змінювалася від 1,2 до 13,48 %, середня 7,95 %. Проникність була меншою  $0,1 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>.

Для розкриття та оцінки розрізу палеогену структури Яновецька необхідно пробурити параметричну свердловину Яновець-1. Проектний горизонт – відклади верхньої крейди-палеоцену стрийської світи, проектна глибина 4000 м. Для уточнення положення склепіння структури доцільно провести сейсмічні дослідження.

## 7.6. ПРОГНОЗНА ОЦІНКА ГАЗОНОСНОСТІ

В межах зон покривів Кросно і Скибової зони Складчастих Карпат виділено 6 структур, складених щільними колекторами олігоцену і палеоцен-еоцену (пісковики, алевроліти, аргіліти), перспективних щодо вмісту промислових покладів газу нетрадиційного типу. Їх перспективність обґрунтовується як особливостями геологічної будови цих структур, і численними проявами нафтогазоносності, зафіксованих на поверхні, так і під час буріння свердловин. Попередньо оцінені прогнозні ресурси категорії D<sub>2</sub> для цих структур становлять:

- структура Тихого – 5,02 млрд м<sup>3</sup>;
- структура Боберка – 0,59 млрд м<sup>3</sup>;
- структура Максимець-Бистриця – 3,61 млрд м<sup>3</sup>;
- структура Лазещина – 9,53 млрд м<sup>3</sup>;
- структура Брустуранка – 2,32 млрд м<sup>3</sup>;
- структура Яновець – 2,3 млрд м<sup>3</sup>;
- всього – 23,37 млрд м<sup>3</sup>.

Таким чином розглянутий матеріал дозволяє прогнозувати з високим ступенем достовірності значні запаси газу щільних колекторів у Скибовій і Кросненській зонах Українських Карпат.

---

---

## ВИСНОВКИ

На основі аналізу, уточнення та виявлення нових особливостей геологічної будови, вивчення нафтогазоносності, змін літологічного складу, визначення зон розповсюдження та товщин чорносланцевих порід, наявності в них органічної речовини та її вмісту, ступеня катагенетичних перетворень оцінено перспективи газоносності протерозой-палеозойського комплексу порід Волино-Поділля та менілітової світи олігоцену Карпатської нафтогазоносної провінції.

Дослідженнями умов формування, вивченням методикою Рок-Евал (Rock-Eval) аргілітів менілітової світи підтверджено її значення як основної нафтогенеруючої товщі в Передкарпатському прогині.

Оцінено перспективи газоносності щільних порід Волино-Поділля та Складчастих Карпат (Скибова і Кросненська зони). Визначено, що найперспективнішим стратиграфічним комплексом для пошуків газу щільних порід в межах Волино-Поділля є піщано-алевролітові відклади кембрійського віку, а в межах Складчастих Карпат – товщі пісковиків олігоцену головецької та верховинської світ.

Перспективними для пошуків сланцевого газу на Волино-Поділлі є такі стратиграфічні комплекси: в протерозой – верхня частина венду (калюські верстви валдаю); в кембрії – відклади балтійської серії; в силурі – відклади лудловського і венлоцького ярусів; в девоні – відклади тиверської серії. Найперспективнішими визначено відклади силуру.

За гідродинамічними і фаціальними умовами формування перспективних товщ силуру, за кількістю органічної речовини в них і ступеня її катагенетичних перетворень як найперспективніша визначена Львівсько-Коломийська структурно-фаціальна зона, яка, в основному, розташована на межі Східно- і Західноєвропейських платформ (зона Тейссейра–Торнквіста). В цій зоні виділені та детально вивчені ділянки: Рава-Руська, Східноліщинська, Давидівська та Белзька. Межі ділянок уточнені з урахуванням кількості органічної речовини в перспективних відкладах, ступеня їхнього катагенезу та глибин залягання. На виділених ділянках виконана прогнозна оцінка ресурсного потенціалу, яка в сумі становить 1587 млрд м<sup>3</sup> газу. Перспективність ділянок оцінюється в такому порядку: Рава-Руська, Белзька, Давидівська, Східноліщинська. На ділянках також можливе відкриття традиційних покладів газу. Перспективною слід визнати і Байраківську ділянку, де можливі, окрім газу щільних колекторів у відкладах кембрію, поклади сланцевого газу у чорносланцевих відкладах силуру, кембрію та венду.

Відклади менілітової світи олігенового флішу Карпат і Передкарпатського прогину є класичною нафтогазогенеруючою товщею досліджуваного

регіону. Вони широко розвинені в межах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та зовнішньої частини Скибової зони. Тут вони досягають найбільшої товщини і найвищого вмісту  $C_{орг.}$ , і саме тут зосереджені основні поклади вуглеводнів Карпатської нафтогазоносною провінції. Вміст  $C_{орг.}$  у чорних аргілітах менілітової світи, в більшості випадків, знаходиться в межах від 4 % до 8 %, досягаючи в окремих місцях понад 20 %. Дослідження порід менілітової світи методом піролізу Рок-Евал показало, що породи вміщують кероген морського походження (тип II) з високим потенціалом генерації вуглеводнів.

Високими є потенційні можливості приросту запасів і видобутку сланцевої нафти із аргілітів менілітової світи. Рекомендується після досліджень на відомих родовищах приступити до випробування аргілітів цієї світи із застосуванням цілеспрямованих методів інтенсифікації припливів з метою створення зон проникності.

Газогенеруючу роль менілітової світи олігоцену розглянуто на Вигодській перспективній ділянці для верхніх ярусів складок Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину та Скибової зони Карпат. Визначено для подальших досліджень 19 структур, де сумарна величина перспективних геологічних ресурсів вуглеводнів може досягнути 9,5 млн умовного палива. Для пошуків сланцевого газу на глибинах понад 5,5–6,0 км як найперспективнішу визначено ділянку в північно-західній частині Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину. Допускається певна нафтогазогенеруюча роль чорних аргілітів головецької світи зони Кросно.

Значні перспективи газоносності щільних порід Карпатської НПП прогнозуються в олігоцені зони Кросно і Скибової зони Карпат. У виділених за низкою критеріїв перспективних ділянках (Боберка-Сможе-Опорець, Лути-Буковець, Лазещина-Климпуші, Брустуранка-Яновець, структура Тихого Лютнянської площі) підраховані прогнозні ресурси газу в кількості близько 23 млрд м<sup>3</sup>.

На прикладі Володимирівської площі на Волино-Поділлі вперше для регіону встановлено, що у випадку тріщинуватості газогенеруючих чорносланцевих порід скупчення вуглеводнів можливе під верхнім екраном над цими породами. В цьому випадку для збереження покладу вуглеводнів необхідна пастка.

Таким чином, в Західному нафтогазоносному регіоні наявні всі передумови для збільшення запасів і видобутку вуглеводнів із чорносланцевих порід, так званого сланцевого газу і сланцевої нафти. В цьому регіоні можна збільшити запаси і видобуток вуглеводнів за рахунок газу щільних колекторів.

Для подальшого розвитку геологорозвідувальних робіт за розглянутими напрямками рекомендується в першу чергу на визначених найперспективніших ділянках виконання сейсмозв'язки (краще 3D) в комплексі з другими методами (гравірозвідка, електророзвідка та ін.), поверхневих геохімічних з'ямок, буріння параметричних свердловин з суцільним відбором керна в перспективних інтервалах порід, з подальшими детальними лабораторними дослідженнями, проведення в свердловинах повного комплексу ГДС у тому числі спеціальних методів ГДС у випадку досліджень інтервалів можливого «сланцевого» газу і «сланцевої» нафти.

---

---

## ЛІТЕРАТУРА

### Опубліковані матеріали

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Климович И.В. Юго-западное звено Волынского Среднерусского линеамента в позднем протерозое // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 81–100.
2. Антипов В.И., Червонский М.И. Новые данные о глубинном строении юго-западной окраины Русской платформы // Тр. УкрНИГРИ. – 1964. – Вып. IX.
3. Атлас родовищ нафти і газу України. – Т. IV, V. – Львів: Центр Європи, 1998.
4. Атлас світу / ДНВП «Картографія». – К., 2002. – 192 с.
5. Афанасьева И.М. Петрографические особенности флишевой формации южного склона Советских Карпат. – К.: Наук. думка, 1979. – С. 202–220.
6. Афанасьева И.М. Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. – К.: Наук. думка, 1983. – 183 с.
7. Балтийско-Приднестровская система перикратонных опусканий / Р.Г. Гарецкий, Г.В. Зиновенко, И.Б. Вишняков и др. // Геология запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 44–61.
8. Беэр М.А., Бызова С.Л., Ломизе М.Г. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты) // Геотектоника. – 1965. – № 4. – С. 84–91.
9. Бобровник М.Д. Некоторые данные о коллекторских свойствах пород Флишевых Карпат // Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. – Львов: УкрНИГРИ, 1973. – С. 15–19.
10. Бойко Г.Ю., Колодій В.В. Проблеми пошуків і розвідки нафтогазоносних покладів у Передкарпатській нафтогазоносній області // Геологія і геохімія корисних копалин. – 1995. – № 92–93. – С. 3–17.
11. Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Нефтегазоносность осадочных бассейнов. – М.: Наука, 1988. – 260 с.
12. Великанов В.А. К вопросу о Подольской тектонической зоне // Доповіді АН УРСР. – 1969. – № 12.
13. Великанов В.А. Про тектонічну природу Бернашівського підняття (Середнє Придністров'я) // Геол. журнал. – 1974. – № 6. – С. 123–127.
14. Великанов В.А., Иванченко В.Я. Про неотектоніку давніх блокових структур Могилівського Придністров'я // ДАН УРСР. – 1976. – Сер. Б.
15. Вишняков И.Б., Глушко В.В., Распопова М.Г., Фильштинский Л.В. / Послойные геофизические модели тектоносферы юго-западного края

- Восточно-Европейской платформы и его обрамления // Геол. журн. – 1984. – № 6. – С. 33–42.
16. Вишняков І., Гоник І., Різун Б., Медведєв А., Гривнях Г., Побігун І. Силурийська рифова система Волино-Поділля: особливості будови і формування // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2011. – № 1–2 (154–155). – С. 25–26.
  17. Вялов О.С. Структура Карпати Закарпатської області УРСР // Тр. Научно-геологического совещания по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР. – К., 1949. – С. 293–310.
  18. Вялов О.С., Даниш В.В., Царненко П.Н. Деякі нові уявлення про тектоніку Східних Карпат // Геол. журн. – 1969. – Т. 29, Вип. 5. – С. 23–35.
  19. Габинет М.П. Литолого-геохимические особенности подгальского флиша Карпат // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1976. – Вып. 46. – С. 40–45.
  20. Габинет М.П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. – К.: Наук. думка, 1985. – 148 с.
  21. Габинет М.П., Габинет Л.М. К геохимии органического вещества силицитов мелового и палеогенового флиша Карпат // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1990. – Вып. 74. – С. 51–66.
  22. Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. – Ч. 1. – Львов: ЛНУ, 1976. – 200 с.
  23. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968.
  24. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазоносной геологии. – М.: Недра, 1973.
  25. Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. – М.: Наука, 1982. – 230 с.
  26. Геологические формации нефтегазоносных провинций Украины / Г.Н. Доленко, Л.Т. Бойчевская, Н.И. Галабуда и др. – К.: Наук. думка, 1984. – С. 190–197.
  27. Геодинамика Карпат / С.С. Круглов, С.Е. Смирнов, С.М. Спитковская и др. – К.: Наук. думка, 1985. – 136 с.
  28. Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской окраины Русской платформы // Тр. УкрНИГРИ. – Л.: Недра, 1964. – 167 с.
  29. Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты / Г.Н. Доленко, Б.П. Ризун, Ю.Н. Сеньковский и др. – К.: Наук. думка, 1980. – 106 с.
  30. Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы: К 70-летию БелНИГРИ / З.Л. Познякович, А.М. Синичка, Ф.С. Азаренко и др. – Минск: Беларус. наука, 1997. – 696 с.
  31. Геолого-палеоокеанографічні і геохімічні аспекти літогенезу еоцен-олігоценових відкладів Українських Карпат (у контексті проблеми «oceanic apoxic events») / І.Т. Попп, Ю.М. Сеньковський, Ю.П. Гаєвська, М.В. Семенюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004. – № 1. – С. 41–56.
  32. Геолого-петрофізична характеристика басейнових дрібнозернистих порід силуру південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи / І.М. Куровець, Д.М. Дригант, П.М. Чепіль, П.С. Чепусенко // Зб. мат. міжнар. конф. «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», Київ, 9–11 лист. 2010 р. – К., 2010. – С. 39.



33. Геотектоника Волино-Подолії / И.И. Чебаненко, И.Б. Вишняков, Б.И. Власов и др. – К.: Наук. думка, 1990. – 244 с.
34. Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат / Г.Н. Доленко, Л.Т. Бойчевская, Л.Г. Данилович и др. – К.: Наук. думка. – 1980. – 147 с.
35. Глубинные геологические срезы западных областей Украины (в связи с перспективами нефтегазоносности). Объяснительная записка к геологическим картам территории западных областей Украины на срезах -3000, -5000, -7000 м м-ба 1:50000 / Под ред. В.В. Глушко. – К., 1980. – 124 с.
36. Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. – М.: Недра, 1968. – 264 с.
37. Глушко В.В., Круглов С.С. Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат. – К.: Наук. думка, 1977. – 176 с.
38. Гоник І.О. Перспективи пошуків вуглеводнів у кембрійських відкладах Волино-Подільської нафтогазоносною області за результатами зонального прогнозу // Мінеральні ресурси України. – 2009. – № 1. – С. 39–43.
39. Гоник І., Гаврилко Г., Гоник О. Перспективи пошуків вуглеводнів у девонських відкладах Волино-Поділля за результатами зонального прогнозу // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2012. – № 1–2 (158–159). – С. 18–26.
40. Гофштейн И.Д. Тектонические движения альпийского цикла на территории Львовско-Волинского угольного бассейна // Там само. – 1992 – № 3 (80). – С. 25–32.
41. Грузман А.Д., Смирнов С.Е. Олистором в верхнекресненской подлите Украинских Карпат // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 10. – С. 11–14.
42. Грузман А.Д., Смирнов С.Е. Олистороми кресненської світи Українських Карпат // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1985. – № 4. – С. 17–20.
43. Додонов А.Е., Наместников Ю.Г., Якушева А.Ф. Новейшая тектоника юго-восточной части Балтийской синеклизы. – М: МГУ, 1976.
44. Досин Г.Д. Вулканичні туфи в кресненських відкладах Українських Карпат // Геол. журн. – 1964. – Т. XXIV, Вып. 2. – С. 63–67.
45. Досин Г.Д. Некоторые особенности условий седиментации олигоценовой эпохи в пределах внешнекарпатской геосинклинали // М-лы X конгр. Карп.-Балкан. геол. асоц.: Седиментология. Секция 2. – Братислава, 1974. – С. 59–63.
46. Дригант Д.М. Фації і стратиграфічна схема шельфових відкладів силуру південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1981. – С. 22–25.
47. Дригант Д.М. Фаціальна мінливість і стратиграфія відкладів тівверського надгоризонту (нижній девон Волино-Поділля) // Там само. – 1987. – № 10. – С. 3–6.
48. Дригант Д.М. Девонські відклади Волино-Поділля (стратиграфія, кореляція розрізів) / Препринт. – Львів: ІГГК, 1988. – 46 с.
49. Дригант Д.М. Нова схема стратифікації силурійських відкладів Львівського та Передкарпатського прогинів // Палеонтол. зб. – 1991. – № 28. – С. 63–70.

50. Дригант Д.М. Про верхню межу девону в Львівському прогині // Там само. – 1998. – № 32. – С. 83–89.
51. Дригант Д.М. Нижній і середній палеозой Волино-Подільської окраїни Східно-Європейської платформи та Передкарпатського прогину // Наук. зап. ДПМ НАН України. – 2000. – 15. – С. 24–129.
52. Дригант Д.М. Геологічний розвиток Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи і Передкарпатського прогину у середньому палеозойі // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 2. – С. 39–50.
53. Дригант д.м. Девонські конодonti південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (Волино-Поділля, Україна). – К., 2010. – 156 с.
54. Дрыгант Д.М. Нижнедевонские отложения Вольно-Подолья // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1990. – Вып. 74. – С. 19–28.
55. Дрыгант Д.М., Котык В.А., Марковский В.М. Структурно-фациальная зональность кембрийских отложений Вольно-Подолья // Геологическое строение провинций горючих ископаемых Украины. – К.: Наук. думка, 1978. – С. 82–91.
56. Завьялов Р.В., Котик В.О. Некоторые особенности тектоники междуречья Золотая Липа-Стрыпа // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1974. – Вип. 38. – С. 78–82.
57. Знаменская Т.А, Чебаненко И.И. Блоковая тектоника Вольно-Подолья // К.: Наук. думка – 1985 – 155 с.
58. Зноско Е., Кубицки С., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши // Геотектоника. – 1972. – № 5. – С. 79–92.
59. История геологического развития Украинских Карпат / О.С. Вялов, С.П. Гавура, В.В. Даныш и др. – К.: Наук. думка, 1981. – 180 с.
60. Карпатська нафтогазоносна провінція / Ред. В.В. Колодій. – Львів-Київ: «Український видавничий центр», 2004. – 390 с.
61. Кеннет Дж. П. Морская геология. – М.: Мир, 1987. – Т. 1. – 400 с.; Т. 2. – 384 с.
62. Кирьянов В.В. Кембрийский период // Геологическая история территории Украины. – К.: Наук. думка, 1993. – С. 12–24.
63. Клушин В.И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Вольно-Подольской части Русской платформы // Проблема промышленной нефтегазоносности и газоносности западных областей УССР. – К.: АН УССР, 1955. – Т. III.
64. Колодій В.В. Формирование Карпатской нефтегазоносной провинции углекислых минеральных вод в связи с тектоникой плит // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1989. – Вып. 73. – С. 40–46
65. Колтун Ю.В. Некоторые литолого-фациальные особенности отложений нижнемелитовой подсвиты Предкарпатского прогиба // Литогенез и полезные ископаемые. – К.: Наук. думка, 1986. – С. 110–118.
66. Колтун Ю.В. Седиментация и геохимия литогенеза отложений мелитовой свиты олигоцена Украинских Карпат: Автореф. канд. дис. – Львов, 1989. – 18 с.
67. Колтун Ю.В. Генерація вуглеводнів у флішових відкладах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 4. – С. 26–33.

68. Колтун Ю.В. Еволюція чорносланцевих товщ та генерація вуглеводнів в межах давньої континентальної окраїни Тетису (Українські Карпати та суміжні території) // Сучасні проблеми літології і мінералогії осадових басейнів України та суміжних територій. – К.: Логос, 2008. – С. 87–92.
69. Колтун Ю.В., Мамчур Г.П. Об условиях формирования олигоценых отложений Карпат по данным изотопного состава углерода карбонатных минералов и органического вещества // Минерал. сб. – 1988. – № 42, Вып. 1. – С. 54–61.
70. Комплексування мінерало-флюїдологічних і петрофізичних методів: нетрадиційний підхід до вивчення порід-колекторів вуглеводнів (на прикладі Львівського палеозойського прогину / І.М. Наумко, І.М. Куровець, В.Е. Сахно, П.С. Чепусенко // Доп. НАН України. – 2009. – № 1. – С. 106–113.
71. Копыстьянский Р.С. Трещиноватость пород в зоне карпатских нефтяных месторождений // Бюл. техн. инфор. – 1959. – Вып. 1. – С. 18–21.
72. Копыстьянский Р.С. Изменение трещиноватости горных пород с глубиной и её влияние на коллекторские свойства пород // Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. – М.: Недра, 1977. – С. 45–47.
73. Копыстьянский Р.С., Михалевич Л.В. О скважине Новосходницкая-3 и характере нефтегазоносности глубокозалегающих отложений Украинских Карпат // Геология и геохимия горючих ископаемых. – К.: Наук. думка, 1989. – Вып. 72. – С. 45–50.
74. Котык В.Р, Марковский В.М. Основные черты тектонического развития Вольно-Подольской окраины Русской платформы в позднем протерозое // Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. – К.: Наук, думка. – 1973 – С. 61–62.
75. Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. – К.: УкрДГРІ, 2001. – 144 с.
76. Крупський Ю.З. Геологія і нафтогазоносність Українських Карпат та їхніх прогинів (погляд з початку ХХІ ст.) // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. Геологічна. – Вип. 25. – Львів: Вид-во Львів. нац. ун-ту, 2011. – С. 3–19.
77. Крупський Ю.З. Проблеми нафтогазоносності Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи // Мінеральні ресурси України. – № 1. – 1995. – С. 7–9.
78. Куровець І.М., Чепусенко П.С., Шеремет О.В. Геолого-геофізична характеристика візейських карбонатних відкладів Селюхівського нафтового родовища // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2001. – № 1. – С. 36–46.
79. Кушнирук В.А. Газоносность угленосной толщи Львовско-Вольнского угольного бассейна. – К.: Наук. думка – 1978. – 120 с.
80. К характеристике девонских отложений Вольно-Подольской окраины Русской платформы / К.Я. Гуревич, Е.А. Завьялова, Г.М. Помяновская, А.В. Хижняков // Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины: Тр. УкрНИГРИ. – М.: Гостоптехиздат, 1963. – Вып. 3. – С. 137–169.
81. Ладыженский Н.Р. Новые представления о Центральной карпатской депрессии // Науч. зап. Львовского политех. ин-та. – 1949. – № 4, Вып. XVI. – С. 137–144.

82. Ладыженский Н.Р., Антипов В.И. Геологическое строение и нефтегазоносность советского Предкарпатья. – М.: Гостоптехиздат, 1961. – 265 с.
83. Лазаренко Є.К., Габінет М.П., Сливко О.П. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. – Львів: ЛДУ, 1962. – 481 с.
84. Лисицын А.П. Лавинная седиментация в океане. – Ростов: Ростов. ун-т, 1982. – С. 3–59.
85. Літолого-петрофізичні і мінералофлюїдологічні властивості відкладів силуру Львівського палеозойського прогину / І. Куровець, І. Наумко, Г. Притулка та ін. // Тези доп. наук. конф. до 65-річчя геол. ф-ту ЛНУ ім. Івана Франка «Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки», Львів, 13–15 жовт. 2010 р. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2010. – С. 115–117.
86. Лукин А.Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 2. Черносланцевые комплексы Украины и перспективы их газоносности в Вольно-Подоллии и Северо-Западом Причерноморье // Геолог. журн., 2010, № 4. – С. 7–27.
87. Львовско-Волынский каменноугольный бассейн / М.И. Струев, В.И. Саков, В.Б. Шпакова и др. – К.: Наук. думка, 1984. – 272 с.
88. Маєвський Б.Й. Експериментальні дані по витяганню водою бітумоїдів з порід менілітової світи Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1991. – № 4 (81). – С. 79–83.
89. Марковский В.М., Котык В.О. О структурно-фациальной зональности силурийских отложений Вольно-Подоллии // Сов. геология. – 1975. – № 6.
90. Медведєв А.П. Деякі особливості будови зони зчленування південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи з суміжними до альпійськими структурами у світлі даних фізичного моделювання // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – № 1 (78). – С. 30–35.
91. Менілітові сланці Карпат / В.Б. Порфір'єв, І.В. Грінберг, М.Р. Ладигенський та ін. – К.: АН УРСР, 1963. – 208 с.
92. Нарбутас В.В. Красноцветная формация нижнего девона Прибалтики и Подоллии. – Вильнюс: Мокслас, 1984. – 136 с.
93. Нестор Х.Э., Эйнасто Р.Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского палеобалтийского периконтинентального бассейна // Фации и фауна силура Прибалтики. – Таллин: АН ЭССР, 1977. – С. 89–121.
94. Новосилецкий Р.М. Геогидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. – М.: Недра, 1975. – 228 с.
95. Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах Украинских Карпат / В.Н. Бойко, В.М. Бортницкая, В.С. Буров и др. – К.: Наук. думка, 1977. – 109 с.
96. Опорный разрез силура и нижнего девона Подоллии / О.И. Никифорова, Н.Н. Предтеченский, А.Ф. Абушик и др. – Л.: Наука. – 1972. – 262 с.
97. Опыт разработки месторождений с плотными низкопроницаемыми коллекторами. ВНИИЭ Газпром / Ю.П. Коротаев, К.П., Грзделова Г.Г. Жиденко и др. // Разработка и эксплуатация газовых и газоконденсатных месторождений: Обзор. – М.: ВНИИЭ Газпром, 1998. – Вып. 11. – 34 с.
98. Осадчий В.Г., Приходько О.А., Грицик І.І. Геотермічний режим та нафтогазоносність Лопушнянського нафтогазоносного району // Геологія і геохімія горючих копалин. – № 2. – 1999. – С. 42–52.

99. Пастернак С.І., Сеньковський Ю.М., Гаврилишин В.І. Волино-Поділля в крейдовому періоді. – К.: Наук. думка, 1987. – 260 с.
100. Попп І.Т. Мінерали кремнезему біогенних силіцитів Карпат // Мінералог. зб. – 1994. – № 47, Вип. 1. – С. 67–71.
101. Попп І.Т. Нафтоматеринські властивості бітумінозних кременистих відкладів Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1995<sup>1</sup>. – № 3–4 (92–93). – С. 35–41.
102. Попп І.Т. Силіцити Українських Карпат: Автореф. дис. ... канд. геол.-мін. наук. – Львів, 1995<sup>2</sup>. – 20 с.
103. Попп І.Т. Про аутигенне мінералоутворення в карбонатно-кременистих відкладах мезозой-кайнозой Українських Карпат // Мінералог. зб. – 2002. – № 2, Вип. 1. – С. 119–126.
104. Попп І.Т. Окремі аспекти проблеми літогенезу нафтогазоносних відкладів крейдово-палеогенового флішового комплексу Передкарпатського прогину та Українських Карпат. – Ч.1: Седиментогенез і постседиментаційні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2005. – № 3–4. – С. 43–59.
105. Попп І.Т. Аутигенне мінералоутворення в бітумінозних скременілих відкладах нижньої крейди й олігоцену Українських Карпат // Мінералог. зб. – 2007. – Вип. 1 – С. 108–115.
106. Попп І.Т., Мороз П.В. Літогенез біогенних силіцитів крейдових і олігоценових осадових формацій Карпатського сегмента давньої континентальної океану Тетіс // Праці НТШ. – 2007. – Т. XIX. – С. 118–126.
107. Попп І.Т., Сеньковський Ю.М. Діатоміти Українських Карпат (особливості взаємодії мінеральної та органічної речовини) // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – № 3 (80). – С. 32–38.
108. Попп І.Т., Сеньковський Ю.М. Постседиментаційні перетворення біогенних силіцитів Українських Карпат // Там само. – 1996. – № 3–4 (96–97). – С. 40–51.
109. Попп І.Т., Сеньковський Ю.М. Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. – Ч. 1. Петрографія і стадійні перетворення // Там само. – 2003. – № 3–4. – С. 65–82.
110. Попп І.Т., Сеньковський Ю.М., Гаєвська Ю.П. Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 2. Палеоокеанографічні умови кремнеагромадження // Там само. – 2004. – № 2. – С. 95–107.
111. Попп І.Т., Мороз П.В., Шаповалов М.В. Проблеми літогенезу крейдово-палеогенових відкладів Українських Карпат // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти та науки. Тези доп. наук. конф. до 65-річчя геол. фак. ЛНУ ім. І. Франка. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – С. 173–174.
112. Рейфман Л.М., Крупський Ю.З., Марковский В. М. Особенности распространения кембрийских отложений на Волыно-Подольи // Нефть и газ пром-сть. – 1989. – № 1. – С. 15–17.
113. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по ордови- ку и силуру Восточно-Европейской платформы 1984 г. с региональными стратиграфическими схемами. – Л., 1987. – 115 с.

114. Ризун Б.П., Чиж Е.И. Перспективы нефтегазоносности Вольно-Подольской плиты // Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты. – К: Наук. думка, 1980. – С. 79–99.
115. Сафаров И.П. Физические параметры коллекторов нефти и газа Внутренней зоны Передкарпатского прогиба // Геологическое строение и нефтегазоносность Западных и Южных областей Украины. Тр. научно-производственного совещания по проблеме нефтегазоносности Украины. – К., 1959. – С. 167–174.
116. Сеньковский Ю.Н. Палеоокеанография Карпатского мелового апвелинга // Геолог. журн. – 1978. – 38, № 6. – С. 54–64.
117. Сеньковский Ю.М., Ризун Б.П. Поперечная тектоническая зональность вольно-подольского окончания Восточно-Европейской платформы // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1969. – № 21. – С. 65–69.
118. Сеньковский Ю.М., Колтун Ю.В., Граб М.В. Палеоокеанографічні умови теригенної седиментації в Карпатському седиментаційному басейні в крейді-палеогені // Там само. – 1996. – № 1–2 (94–95). – С. 3–9.
119. Силурийские рифы Львовского прогиба и перспективы их нефтегазоносности / В.И. Юшкевич, Я.М. Сандлер, В.А. Котык и др. // Методы поисков и разведки погребенных рифов. – М.: Наука, 1982. – С. 98–101.
120. Смехов Е.М. Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. – Л.: Недра, 1974. – 185 с.
121. Соловьев Б.А., Иванов Т.Д., Свалова В.Б. Геодинамические обстановки формирования региональной структуры нефтегазоносных комплексов Львовского прогиба // Тез. докл. респ. конф. «Проблемы геологии и гео- химии горючих ископаемых запада Украинской ССР». – Т.Ш. – Львов, 1989. – С. 41–42.
122. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. – М.: Недра, 1965. – 596 с.
123. Стратиграфия СССР. Силурийская система // Отв. ред. О.И. Никифорова и А.М. Обуг. – М.: Недра, 1965. – 532 с.
124. Стратиграфія УРСР / Відп. ред. П.А. Шульга. – Т.3, Ч. 1: Кембрій. – К.: Наук. думка, 1972. – С. 5–141.
125. Стратиграфія УРСР. – Т.4, Ч. 1: Силур. – К.: Наук. думка, 1974. – 216 с.
126. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / О.С. Вялов, С.П. Гавура, В.В. Даньш и др. – К.: Наук. думка, 1988. – 203 с.
127. Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1955. – № 1. – С. 34–51.
128. Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Глаголева М.А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1969. – Вып. 23. – С. 97–100.
129. Ступка О.С. Внутриплитный магматизм позднего докембрия и некоторые аспекты эволюции Причерноморской континентальной окраины океана Прототэтис // Геология и геохимия горючих ископаемых – 1980. – Вып. 73. – С. 24–31.
130. Суботин С.И., Сологуб В.Б. Некоторые особенности тектоники Советских Карпат и примыкающих регионов // Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. – К.: Изд. АН УССР, 1962.

131. Суботин С.И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. – К.: Изд. АН УССР, 1955.
132. Тектоника и вулканизм Подольского Приднестровья / В.С. Заика-Новачкий, В.А. Великанов, Е.Я. Жовинский и др. // Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. – К.: Наук. думка, 1972. – С. 95–109.
133. Тектоника Украинских Карпат. Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200 000 / Отв. ред. С.С. Круглов. – К.: УкрНИГРИ, 1986. – 152 с.
134. Теодорович Г.И. Осадочные минералого-геохимические фации // Вопросы минералогии осадочных образований. – Львов: Изд-во ЛГУ, 1956. – С. 39–56.
135. Тимошук В.Р. Зона зчленування Східноєвропейської та Західноєвропейської платформ на території Західної України // Геодинаміка. – 2011. – № 2 (11). – Львів. – С. 290–292.
136. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. – М.: Мир, 1981. – 500 с.
137. Ткачук Л.Г. О литологическом составе пород менилитовой серии Советских Карпат // Науч. зап. Льв. политех. ин-та. Сер. нефт. – 1955. – Вып. 28, № 5. – С. 64–69.
138. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа. – М.: Мир. – 1982. – 704 с.
139. Хижняков А.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Львовского палеозойского прогиба // Геология и нефтегазоносность территории УССР. Тр. УкрНИГРИ. – М.: Гостоптехиздат, 1963. – С. 189–202.
140. Хижняков А.В. Особенности геологического развития Львовского палеозойского прогиба в связи с условиями формирования в нем газовых залежей // Условия формирования и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений на Украине. – К.: Наук. думка, 1967. – С. 318–323.
141. Хижняков А.В. О перспективах поисков нефти и газа во Львовском прогибе // Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа. – К.: Наук. думка, 1975. – С. 273–278.
142. Чебаненко И.И., Вишняков И.Б., Власов БИ. и др. Геотектоника Вольно-Подоллии. – К. Наук. думка, 1990. – 244 с.
143. Царненко П.Н. Геологическое строение Полонинско-Черногорских и Горганских Карпат / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1974. – 23 с.
144. Цегельнюк П.Д. Брахиоподы и стратиграфия нижнего палеозоя Вольно-Подоллии. – К.: Наук. думка, 1976. – 155 с.
145. Цегельнюк П.Д. Яругская и малиновецкая серии (нижний – верхний силур) Подоллии и Вольни / Препринт. – К.: ИГН, 1980<sup>1</sup>. – 52 с.
146. Цегельнюк П.Д. Рукшинская и цыганская серии (верхний силур – нижний девон) Подоллии и Вольни / Препринт. – К.: ИГН, 1980<sup>2</sup>. – 54 с.
147. Шакин В.А., Сандлер Я.М. Гипсы в олигоцене флише Карпат // Тр. УкрНИГРИ. – 1963. – № 6. – С. 110–173.
148. Шишигин С.И. О трещинных коллекторах нефти и газа в Восточных Карпатах // Научные записки Львовского политехнического института. Сер. Геол.-разв. – Львов: Львов. ун-т, 1956. – Вып. XLVI, № 1. – С. 145–161.

149. Шлапинский В.Е. Геохимические аномалии Складчатых Карпат и их связь с нефтегазоносностью // Проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых Запада Украинской ССР. Тез. докладов республиканской конференции. Львов. 2–6 окт. 1989 г. – Львов, 1989. – Т. III. – С. 77–78.
150. Шлапінський В.Є. Про детальне розчленування олігоценових відкладів Скибового і Кросненського покрівів // Палеонтологічні дослідження в удосконаленні стратиграфічних схем фанерозойських відкладів. Матеріали XXXIV сесії Палеонтологічного товариства НАН України. – К. 2012. – С. 86–88.
151. Шульга П.Л., Кожич-Зеленко М.П. Ограниче девона и карбона на территории Вольно-Подольской части Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1965. – № 1. – С. 102–115.
152. Эйнасто Р.Э., Котык В.А., Юшкевич В.И. Формационная зональность в силурийских краевых бассейнах запада Русской платформы // Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. – М.: Наука, 1980. – С. 228–242.
153. Юго-западный край Восточно-Европейской платформы на Украине и в Молдавии / И.Б. Вишняков, В.В., Глушко Г.М. Помяновская и др. // Геология запада Восточно-Европейской платформы. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 22–35.
154. Явний П., Бучинська І. Оцінка ресурсів метану у Львівсько-Волинському басейні // Геологія і геохімія горючих копалин. – №1–2. – Львів, 2011. – С. 184–186.
155. Demaison G.J., Moore G.T. Anoxic environments and oil source bed genesis // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. – 1980. – Vol. 64, No. 8. – P. 1179–1209.
156. Dicea O. Studiul geologic al regiunii Voroñet-Suhá Mic--Plotonița // J. Stratigrafie. Econ. Seria. – București, 1974. – № 11.
157. Jerzmanska A. Ichtyofaune des couches a menilite flysch des Karpathes // Acta Paleontol. Pol. – 1968. – N 13. – P. 379–488.
158. Jones J.B., Segnit E.R. The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases // J. Geol. Soc. Austr. – 1971. – Vol. 18, p. 1. – P. 57–88.
159. Koltun Y.V. Organic matter in Oligocene Menilite formation rocks of the Ukrainian Carpathians: palaeoenvironment and geochemical evolution // Organic geochemistry. – 1992. – Vol. 18, No.4. – P. 423–430.
160. Koltun Y., Espitalie I., Kotarba M., Roure F., Ellouz N., Kosakowski P. Petroleum generation in the Ukrainian External Carpathians and the adjacent foreland // Journal of Petroleum Geology. – 1998. Vol. 21 (3). – Pp. 265–288.
161. Kotarba, M.J., Koltun, Y.V. Origin and habitat of hydrocarbons of the Polish and Ukrainian parts of the Carpathian Province // The Carpathians: Geology and Hydrocarbon Resources // American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 2006. – 84. – P. 395–443.
162. Kotlarczyk J. Diatomity karpackie, a niektóre problemy geologii naftowej // Nafta. – 1961. – № 5, z. 17. – P. 123–127.
163. Kurovets I., Drygant D., Naumko I., Kurovets S., Koltun Y. Geological and physical-chemical characteristics of the Lower Paleozoic deposits of Volyno-Podillia, Western Ukraine. Bulletin Panstwowego Instytutu Geologicznego, 2012, 449: 119–130.



164. Petroleum generation in the Ukrainian External Carpathians and the adjacent foreland / Koltun Y., Espitalie J., Kotarba M. et al // Journal of Petroleum Geology. – 1998. – Vol. 21 (3). – P. 265–288.
165. Poprawa P. Shale gas hydrocarbon system – North American experience and European potential // Przegląd Geologiczny. – 2010<sup>1</sup>. – T. 58, № 3. – P. 216–225.
166. Poprawa, Pawel. Shale gas potential of the Lower Palaeozoic complex in the Baltic and Lublin-Podlasie basins (Poland) // Przegląd Geologiczny. – 2010<sup>2</sup>. – Vol. 58. – P. 226–249.
167. Poprawa P. System węglowodorowy z gazem ziemnym w łupkach północno-amerykańskie doświadczenia oraz europejskie perspektywy // Prz. Geol. – 2010<sup>3</sup>. – N 58. – P. 216–225.
168. Poprawa P. Potencjal występowania złóż gazu ziemnego w łupkach dolnego paleozoiku w basenie bałty// Przegląd Geologiczny. – 2010<sup>4</sup>. – T. 58. – № 3. – S. 216–225.
169. Poprawa P. Poszukiwania złóż gazu ziemnego w łupkach (shale gas w Polsce) // Wiad. Naft. Gazow. – 2010<sup>5</sup>. – 2 (142). – P. 11–15.
170. Schlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences // Geologie en Mijnbouw. – 1976. – 55, No 3–4. – P. 179–184.
171. Vetó I. An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys? // Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology. – 1987. – Vol. 60, N 1–2. – P. 143–153.

#### Електронні посилання

172. <http://www.aapg.org/explorer/2010/02feb/poland.cfm>
173. [http://www.netl.doe.gov/technologies/oil-gas/publications/EPreports/Shale\\_Gas\\_Primer\\_2009.pdf](http://www.netl.doe.gov/technologies/oil-gas/publications/EPreports/Shale_Gas_Primer_2009.pdf)

#### Фондові матеріали

174. Аналітичні дослідження сланцевих порід, перспективних на неконвекційний газ. Звіт про виконання геолого-тематичної роботи. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2012.
175. Біліченко В.Я. Виявлення нафтогазоперспективних зон і об'єктів, пов'язаних з біогермними спорудами, силурійських відкладів у Львівському палеозойському прогині (звіт про комплексні геофізичні/електророзвідка, ЗСБЗ, гравіметрія/ і геохімічні дослідження на Володимирській площі, виконані партією 63/88 в 1988–1989 рр.). – Львів: ЗУГРЕ, 1989.
176. Бортицкая В.М. Разработаны петрофизические модели глубокозалегающих коллекторов для обоснования прогнозирования подсчетных параметров 1986–1988 гг. Львовская обл. 1988.
177. Бызова С.Л., Беэр М.А. Тектоническое строение южной части Советских складчатых Карпат. Отчет по теме: Тектоническое исследование Складчатых областей Украинских Карпат в связи с проведением геологической съемки масштаба 1:50 000. – Кн. 1. – М.; К.: МГУ, 1971. – 381 с. (Фонды ДП «ЗУГ»).

178. Ващенко В.А., Агеев В.А., Шлапинский В.Е. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50000 территории Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР за 1981–1985 гг. Т. 1 (текст). ЛГРЭ ПГО «Запукргеология». – Львов, 1985. – 460 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
179. Вивчення геологічних передумов газоносності сланцевих відкладів України / В.А. Михайлов, Ю.З. Крупський та ін. Звіт про науково-дослідну роботу. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2010. – 159 с.
180. Вивчення геологічних передумов газоносності сланцевих відкладів України / Ю.З. Крупський, В.А. Михайлов та ін. Звіт про науково-дослідну роботу. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2011. – 214 с.
181. Вивчення закономірностей просторового поширення покладів вуглеводнів у тектонічних зонах Західного регіону України з метою обґрунтування пріоритетних напрямів пошукових робіт на нафту і газ. Звіт ЛВ УкрДГРІ. – Львів, 1991. – 202 с.
182. Вивчення ресурсної бази вуглеводнів у палеозойських відкладах Львівського прогину на основі прогнозу структур-пасток неантиклінального типу. Звіт про науково-дослідну роботу / Б.П. Різун та ін. – Львів: ПТТК, 2002.
183. Визначення пріоритетних напрямків та об'єктів освоєння ресурсів газу нетрадиційного типу в ущільнених породах в межах Східного та Західного регіонів України. Звіт про надання послуг / А. Омельченко, Т. Довжок, С. Вакарчук та ін. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2012.
184. Визначення пріоритетних об'єктів для проведення ГРР з метою відкриття родовищ вуглеводневої сировини із значними запасами. Звіт / С.М. Стовба, В.В., Тополіук С.Г. Вакарчук та ін. – К.: ДП «Науканафтогаз», 2006.
185. Виявлення нафтогазоперспективних зон і об'єктів в межах Східного і Західного регіонів України на основі даних дистанційного зондування Землі. Звіт про тематичну роботу / А.М. Коваль, Ю.З. Крупський та ін. – К.: ДП «Науканафтогаз», 2008.
186. Вуль М.А., Пригаріна Т.М., Кучма М.Л., Поліщук М.Б. та ін. Звіт за темою 864 «Геолого-економічна оцінка ресурсів вуглеводневі Східного, Західного і Південного нафтогазоносних регіонів України станом на 01.01.2004 р. та визначення обсягів і напрямів геологорозвідувальних робіт», фонди ЛВ. – Львів: УкрДГРІ, 2007.
187. Геологічна палеоокеанографія безкисневих океанських подій в контексті проблеми нафтогазоносності давніх континентальних окраїн (Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетіс). Звіт про НДР за 2006–2010 рр. – Львів: ПТТК НАН України, 2010.
188. Гермак И.Ф. Кохалевич Р.И. Отчет о комплексных геологических исследованиях масштаба 1:50000, проведенных на площади Манява Ивано-Франковской в Закарпатской областей УССР в 1966–1970 гг. ЛГРЕ треста «Киевгеология». – Львов, 1971. – 409 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
189. Губич І.Б., Туревич В.І., Сирота Т.О. та ін. Геохімічні дослідження палеозойських відкладів Волино-Поділля з метою виділення перспективних зон та оцінки нафтогазоносності локальних об'єктів та інтервалів розрізів глибоких свердловин // Звіт за договором № 840. – Львів: ЛВ УкрДГРІ, 2007. – Т. 1. – 233 с.
190. Ємнісно-фільтраційні моделі порід-колекторів різних типів пасток вуглеводнів Дніпровсько-Донецької і Карпатської нафтогазоносних провінцій /

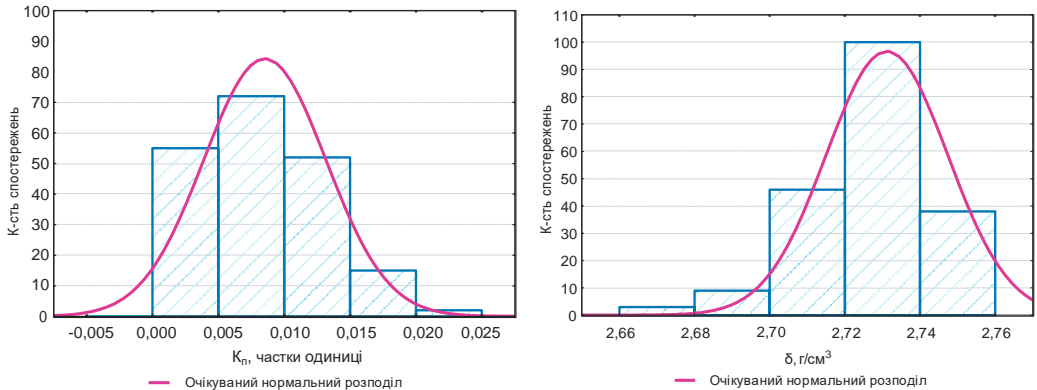
- І.М. Куровець та ін. // Звіт про науково-дослідну роботу ІПТК НАН України. Держ. реєстрація У-06-39/4. – Львів, 2010. – 278 с.
191. Жигунова З.Ф., Татарченко В.М., Петров В.Г. Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Буковец Закарпатской области УССР в 1963 г. Т.1 (текст). Трест «Львовнефтегазразведка» Львовская ГПК. – Львов, 1964. – 156 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
192. Жигунова З.Ф., Коваль Ж.С., Петров В.Г. Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1:25000, проведенных на площади Люта Закарпатской области УССР в 1964–1965 гг. Трест «Львовнефтегазразведка», ЛГПК. – Львов, 1966. – 172 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
193. Котик В.О., Бержинська Л.Ф., Папроцька К.М. Анализ и обобщение результатов буровых и геофизических работ в полосе развития силурийских рифогенных отложений Волыно-Подолія». – Львов: Фонды ТП, 1976.
194. Крамаренко В.Н. Аттестационная работа на тему: Геологическое строение и нефтегазоносность Центральной карпатской синклиналиной зоны. – М.: Миннефтепром СССР, Академия нефтяной пром-ти, 1952. – 179 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
195. Кудла П.І. Звіт про результати тематичних робіт на Лазещинській площі Кросненської зони виконаних в 2007 р. – Львів, 2007.
196. Кузовенко В.В. Изучение опорных разрезов мезокайнозойских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, Предкарпатского прогиба и северного склона Украинских Карпат, составление стратиграфической схемы и легенды для крупномасштабных геологосъёмочных работ. – В 3 т. – Том I. – Львов, 1985. – 101 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
197. Кузовенко В.В., Жигунова З.Ф., Петров В.Г. Отчет о результатах комплексной геологической съёмки масштаба 1:50000, проведенной на площади Ломна Львовской и Закарпатской областей УССР в 1969–1972 гг. Трест «Львовнефтегазразведка», КПП. – Львов, 1973. – 170 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
198. Кузовенко В.В., Жигунова З.Ф., Петров В.Г. Отчет о результатах групповой комплексной геологической съёмки масштаба 1:50 000, проведенной на площади Климец Львовской и Закарпатской областей УССР в 1973–1976 гг. – Львов: Трест «Львовнефтегазразведка», комплексная ГП, 1977. – 185 с. – Фонды ДП «Західукргеологія».
199. Кузовенко В.В., Жигунова З.Ф., Бунда В.А. Отчет о групповом геологическом доизучении и комплексной съёмке масштаба 1:50000 на площади Вышков Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР в 1978–1982 гг. (листы М-34-120-А, В; М-34-131-Б; М-34-132-А, В). – Львов, 1982. – 218 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
200. Кузовенко В.В., Глушко В.В., Мышкин Л.П. Изучение геолого-геофизических материалов по Скибовой и Кросненской зонам Складчатых Карпат с целью выявления перспективных на нефть и газ объектов. Отчет по теме БП.4/101/28/. ПГО «Запукргеологія». – Львов, 1987. – 124 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
201. Кузовенко В.В., Глушко В.В., Мышкин Л.П. Изучение геолого-геофизических материалов по Скибовой и Кросненской зонам Складчатых Карпат с целью выявления перспективных на нефть и газ объектов за 1988-1990 гг. ПГО «Западукргеологія». – Львов, 1990. – 186 с. – Фонды ДП «ЗУГ».

202. Ладыженский Н.Р., Гавура С.П. Геологическое строение и условия нефтегазоносности зоны Береговых Карпат. Отчет, кн. I (текст). – Львов: ИГГТИ, 1959. – 329 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
203. Мочалин И.П., Коваль Ж.С. Отчет о геологических исследованиях, произведенных на площади Яблоница Станиславской области УССР в 1956 г. – Львов, 1957. – 135 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
204. Мочалин И.П., Некрасова Л.П. Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Лути Закарпатской области УССР в 1963 г. – Львов, 1964. – 170 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
205. Новосилецкий Р.М., Предтеченская Н.С., Самарец А.В. Закономерности изменения параметров горизонтов палеогена Внутренней зоны Передкарпатского прогиба. Отчёт по теме 936. – Львов, 1969. – Фонды УркНИГРИ.
206. Оцінка попередньо розвіданих запасів та перспективних ресурсів ущільнених пісковиків родовищ нафти і газу НАК «Нафтогаз України» у Західному та Південному регіонах. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2012.
207. Оцінка прогнозних ресурсів сланцевого газу Південного та Західного регіонів України. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2012.
208. Паспорт на Таращанську структуру. ЗУГРЕ, 2009 р.
209. Перспективи газоносності ущільнених порід нафтогазоносних басейнів України/Ю.З.Крупський,В.А.Михайлов та ін. Звіт про науково-дослідну роботу. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2010. – 178с.
210. Перспективи газоносності ущільнених порід нафтогазоносних басейнів України/В.А.Михайлов,Ю.З.Крупський та ін. Звіт про науково-дослідну роботу. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2011. – 292 с.
211. Перспективи пошуків неконвенційних (нетрадиційних) покладів вуглеводнів на прикордонній з Польщею території України та проблеми охорони навколишнього середовища. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2012.
212. Перспективи промислової нафтоносності сланцевих (флішових) формацій України / В.А. Михайлов, І.М. Куровець, В.М. Загнітко та ін. Звіт про науково-дослідну роботу. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2012. – 433 с.
213. Прогнозна оцінка газоносності сланцевих відкладів силуру та олігоцену Західного регіону, девону та карбону ДДЗ. Звіт про надання послуг. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2011.
214. Селецкий Т.М., Сулима И.З., Процевят И.М. Отчет по теме №608. Изучение гидрогеологических и гидрохимических показателей нефтегазоносности Закарпатского внутреннего прогиба и Внутренней антиклинальной зоны Карпат. УкрНИГРИ. – Львов. 1964. – 299 с.
215. Скальский П.Е., Князева Л.Н., Корнев В.Ф. Отчет о сейсмических исследованиях МОВ-РНП, проведенных Хашевской сейсморазведочной партией 59/68 на площади Хашев-Волчье в 1968 г.– Львов: ЗУГРЭ, 1969. – Т. 1. – 106 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
216. Скордули Г.А. Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Озеранка Закарпатской области УССР в 1954 г. Объединение «Укрнефть» Львовская ГПК. – Львов, 1955. – 174 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
217. Скордули В.Д., Чиж Е.И., Кык И.В. Геологический отчет о результатах структурно-поискового бурения, проведенного на площади Жабье Ивано-

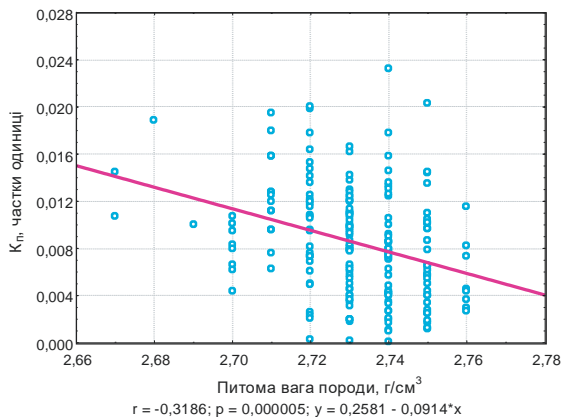
- Франковской области УССР в 1960–1963 гг. ГПК треста «Львовнефтегазразведка». – Львов, 1963. – 110 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
218. Совчик Я.В., Крупский Ю.З. Прогноз нефтегазоносности палеогеновых отложений юго-восточной части Силезского и Скибового покровов Украинских Карпат // Региональная геология УССР и направление поисков нефти и газа. – Львов: УкрНИГРИ, 1988. – С. 48–56.
219. Совчик Я.В., Рейфман Л.М., Портнягина Л.А. и др. Закономерности распространения коллекторов отложений Скибовой и Бориславско-Покутской зон Украинских Карпат в связи с их нефтегазоносностью. Отчет по теме 1133. – Львов, 1974. – 241 с. – Фонды ДП «Західукргеологія».
220. Стратегія пошуків сланцевого газу в Україні. Звіт про надання послуг. – К.: НАК «Нафтогаз України», 2011. – 210 с.
221. Структурно-пошукове буріння на Павлівській площі. – ТП. – Львів, 2007.
222. Темнюк Ф.П., Федущак М.Ю. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в 1952 г. на участке Славско-Лавочне (зона Кросно) Дрогобычской области УССР. – Львов, 1953. – 174 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
223. Чулочников В.И. Материалы к государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000, листы М-35-XXXI, L-35-I (Надворная) по работам за 1957–1959 гг. Отчет Черновицкой ГСП Львовской ГЭ. – Львов, 1959. – 118 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
224. Чулочников В.И. Геологическая карта листов М-35-XXXII, L-35-II. Отчет Черновицкой геологической партии Львовской ГЭ за 1959–1961 гг. Кн. 1. – Львов, 1962. – 612 с. – Фонды ДП «ЗУГ».
225. Шлапінський В.Є., Глушко В.В., Кузовенко В.В. Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покривів Українських Карпат в 1991–1994 рр. Звіт. – Львів, 1994. – 165 с. – Фонди ДП «Західукргеологія».
226. Шпак П.Ф. Проблема нефтегазоносности глубокопогруженных палеозойских комплексов на территории УССР. Звіт про науководослідну роботу. – К.: ІГН НАН України, 1990. – 508 с.

## ДОДАТОК. СВЕРДЛОВИНА РАВА-РУСЬКА-1

**Петрофізичні властивості.** Породи силуру характеризуються сталістю питомої ваги, яка в межах розрізу становить 2,68–2,74 г/см<sup>3</sup>. Пористість порід скальського ярусу 0,7–3,6%, лудловського – 1,1–6,1%, вендоцького – 2,8–7%. На рис. 1 наведені гістограми розподілу абсолютної пористості та питомої ваги аргілітових відкладів силуру, головні статистики їх петрофізичних параметрів показані в таблиці 1, а на рис. 2 – залежність абсолютної



**Рис. 1.** Гістограми розподілів абсолютної пористості (а) та питомої ваги (б) аргілітових відкладів силуру св. Рава-Руська-1



**Рис. 2.** Залежність абсолютної пористості від питомої ваги породи для аргілітових відкладів силуру св. Рава-Руська-1

питомої ваги. Дані про дослідження порід Рава-Руської ділянки св. Рава-Руська-1 наведені в табл. 1, 2 (справа св. Рава-Руська-1).

Таблиця 1. Петрофізичні параметри порід св. Рава-Руська-1

| Показник                               | Зразків | Середнє | Мінімум | Максимум | Дисперсія | Ст. відх. | Асиметрія | Ексцес |
|--|---------|---------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|--------|
| Питома вага породи в г/см <sup>3</sup> | 196     | 2,7312  | 2,6700  | 2,7600   | 0,00026   | 0,0162    | -0,823    | 1,458  |
| Абсолютна пористість в частках одиниці | 196     | 0,0085  | 0,0001  | 0,0233   | 0,00002   | 0,0046    | 0,452     | -0,087 |

Таблиця 2. Фізичні властивості порід свердловини Рава-Руська-1

| № з/п | Інтервал       | Порода  | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|----------------|---------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 1     | 82,9–90,0      | Мергель | 1,82                                  | 2,33                                 | 21,76                   | Не прон.           |
| 2     | 97,0–102,5     | “       | 2,24                                  | 2,64                                 | 15,20                   | “                  |
| 3     | 107,1–113,6    | “       | 1,72                                  | 2,30                                 | 25,43                   | “                  |
| 4     | 119,0–124,0    | “       | 1,76                                  | 2,48                                 | 29,03                   | “                  |
| 5     | 129,0–134,0    | “       | 1,97                                  | 2,51                                 | 21,53                   | “                  |
| 6     | 134,0–140,0    | “       | 1,83                                  | 2,47                                 | 25,81                   | “                  |
| 7     | 144,3–150,8    | “       | 1,88                                  | 2,52                                 | 25,18                   | “                  |
| 8     | 156,0–161,7    | “       | 1,81                                  | 2,49                                 | 27,18                   | “                  |
| 9     | 167,9–170,9    | “       | 1,97                                  | 2,54                                 | 22,68                   | “                  |
| 10    | 175,9–181,7    | “       | 1,96                                  | 2,60                                 | 24,47                   | “                  |
| 11    | 187,7–194,3    | “       | 1,99                                  | 2,56                                 | 22,27                   | “                  |
| 12    | 194,3–200,3    | “       | 2,02                                  | 2,62                                 | 22,83                   | “                  |
| 13    | 206,3–212,3    | “       | 1,91                                  | 2,49                                 | 23,06                   | “                  |
| 14    | 218,5–224,7    | “       | 1,98                                  | 2,35                                 | 22,25                   | “                  |
| 15    | 227,1–231,8    | “       | 2,05                                  | 2,58                                 | 20,39                   | “                  |
| 16    | 241,0–247,1    | “       | 2,00                                  | 2,6                                  | 22,99                   | “                  |
| 17    | 247,0–251,8    | “       | 2,00                                  | 2,62                                 | 23,43                   | “                  |
| 18    | 256,1–261,6    | “       | 1,98                                  | 2,63                                 | 24,68                   | “                  |
| 19    | 267,8–273,9    | “       | 1,97                                  | 2,60                                 | 24,19                   | “                  |
| 20    | 278,8–283,3    | “       | 1,94                                  | 2,62                                 | 26,03                   | “                  |
| 21    | 285,5–291,4    | “       | 1,99                                  | 2,6                                  | 23,66                   | “                  |
| 22    | 301,2–307,7    | “       | 2,03                                  | 2,59                                 | 21,61                   | “                  |
| 23    | 307,7–313,7    | “       | 2,08                                  | 2,66                                 | 21,68                   | “                  |
| 24    | 313,7–320,0    | “       | 2,04                                  | 2,62                                 | 21,90                   | “                  |
| 25    | 327,0–332,8    | “       | 2,07                                  | 2,62                                 | 20,94                   | “                  |
| 26    | 338,9–345,1    | “       | 2,18                                  | 2,69                                 | 18,86                   | “                  |
| 27    | 345,1–351,4    | “       | 2,17                                  | 2,69                                 | 19,40                   | “                  |
| 28    | 1112,3–1116,4  | Вапняк  | 2,47                                  | 2,86                                 | 13,85                   | 0,001              |
| 29    | 1122,45–1125,1 | Доломіт | 2,45                                  | 2,81                                 | 12,64                   | 0,001              |
| 30    | 1125,1–1132,1  | “       | 2,36                                  | 2,52                                 | 17,14                   | 0,001              |
| 31    | 1132,1–1138,7  | “       | 2,53                                  | 2,82                                 | 10,25                   | 0,001              |

Продовження табл. 2

| № з/п | Інтервал       | Порода             | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|----------------|--------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 32    | 1145,0–1151,0  | Вапняк дол.        | 2,73                                  | 2,85                                 | 4,24                    | 0,001              |
| 33    | 1151,0–1157,0  | “                  | 2,66                                  | 2,73                                 | 2,35                    | 0,001              |
| 34    | 1157,0–1160,5  | “                  | 2,31                                  | 2,58                                 | 11,00                   | 0,001              |
| 35    | 1160,5–1163,6  | “                  | 2,67                                  | 2,76                                 | 3,15                    | 0,001              |
| 36    | 1163,59–1165,3 | Брекчієвид. вапняк | 2,66                                  | 2,74                                 | 2,97                    | 0,001              |
| 37    | 1174,0–1177,8  | Вапняк             | 2,68                                  | 2,74                                 | 2,45                    | 0,001              |
| 38    | 1183,0–1187,5  | “                  | 2,64                                  | 2,74                                 | 3,87                    | 0,001              |
| 39    | 1187,5–1192,6  | “                  | 2,63                                  | 2,74                                 | 3,88                    | 0,001              |
| 40    | 1192,6–1199,1  | “                  | 2,54                                  | 2,70                                 | 5,74                    | 0,001              |
| 41    | 1199,1–1205,6  | Алевроліт          | 2,72                                  | 2,79                                 | 2,36                    | Не визнач.         |
| 42    | 1211,2–1217,8  | “                  | 2,51                                  | 2,83                                 | 11,38                   | 0,001              |
| 43    | 1217,8–1224,3  | “                  | 2,52                                  | 2,72                                 | 7,23                    | 0,001              |
| 44    | 1217,8–1224,3  | “                  | 2,50                                  | 2,65                                 | 5,69                    | 0,001              |
| 45    | 1224,3–1231,0  | “                  | 2,45                                  | 2,62                                 | 6,44                    | 0,001              |
| 46    | 1231,0–1236,4  | Аргіліт            | 2,71                                  | 2,77                                 | 1,82                    | 0,001              |
| 47    | 1248,5–1254,4  | “                  | 2,72                                  | 2,76                                 | 1,41                    | 0,001              |
| 48    | 1268,0–1273,0  | “                  | 2,76                                  | 2,78                                 | 0,30                    | Не визнач.         |
| 49    | 1290,5–1296,5  | “                  | 2,72                                  | 2,76                                 | 1,64                    | 0,001              |
| 50    | 1308,6–1314,6  | Аргіліт            | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,38                    | 0,001              |
| 51    | 1327,0–1333,0  | “                  | 2,75                                  | 2,79                                 | 1,01                    | Не визнач.         |
| 52    | 1333,0–1339,0  | “                  | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,30                    | 0,001              |
| 53    | 1339,0–1344,5  | “                  | 2,71                                  | 2,76                                 | 1,58                    |                    |
| 54    | 1350,7–1357,0  | “                  | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,64                    |                    |
| 55    | 1357–1363      | “                  | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,80                    |                    |
| 56    | 1363,0–1366,5  | “                  | 2,74                                  | 2,79                                 | 1,78                    |                    |
| 57    | 1369,5–1375,0  | “                  | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,86                    |                    |
| 58    | 1375,0–1381,3  | “                  | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,81                    |                    |
| 59    | 1382,1–1388,7  | “                  | 2,71                                  | 2,73                                 | 0,63                    |                    |
| 60    | 1388,7–1395,6  | “                  | 2,73                                  | 2,78                                 | 1,62                    |                    |
| 61    | 1395,6–1401,0  | “                  | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,92                    |                    |
| 62    | 1407–1413      | “                  | 2,71                                  | 2,75                                 | 1,58                    |                    |
| 63    | 1419,6–1422,2  | “                  | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,69                    |                    |
| 64    | 1422,2–1428,2  | “                  | 2,70                                  | 2,73                                 | 1,07                    |                    |
| 65    | 1428,2–1435,1  | “                  | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,96                    |                    |
| 66    | 1435,1–1441,6  | “                  | 2,74                                  | 2,78                                 | 1,58                    |                    |
| 67    | 1441,6–1444,6  | “                  | 2,72                                  | 2,76                                 | 1,36                    |                    |
| 68    | 1444,6–1449,5  | “                  | 2,70                                  | 2,72                                 | 0,66                    |                    |
| 69    | 1454,9–1461,8  | “                  | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,10                    |                    |
| 70    | 1468,9–1475,9  | “                  | 2,72                                  | 2,76                                 | 1,53                    |                    |
| 71    | 1482,9–1489,9  | “                  | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,40                    |                    |
| 72    | 1496–1503      | “                  | 2,72                                  | 2,75                                 | 0,95                    |                    |



Продовження табл. 2

| № з/п | Інтервал      | Порода | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|---------------|--------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 73    | 1510,3–1516,0 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,28                    |                    |
| 74    | 1522,2–1529,8 | “      | 2,75                                  | 2,78                                 | 1,05                    |                    |
| 75    | 1529,8–1536,0 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,91                    |                    |
| 76    | 1536,0–1542,3 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 1,06                    |                    |
| 77    | 1542,3–1548,4 | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,40                    |                    |
| 78    | 1548,4–1554,6 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,75                    |                    |
| 79    | 1554,6–1560,7 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,77                    |                    |
| 80    | 1560,7–1567,0 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,85                    |                    |
| 81    | 1567,0–1573,3 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,99                    |                    |
| 82    | 1573,3–1579,4 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,20                    |                    |
| 83    | 1579,4–1585,8 | “      | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,50                    |                    |
| 84    | 1585,8–1592,3 | “      | 2,69                                  | 2,72                                 | 1,00                    |                    |
| 85    | 1592,3–1598,5 | “      | 2,71                                  | 2,74                                 | 1,12                    |                    |
| 86    | 1598,8–1605,1 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,07                    |                    |
| 87    | 1605,1–1611,3 | “      | 2,72                                  | 2,76                                 | 1,48                    |                    |
| 88    | 1611,3–1617,8 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 1,33                    |                    |
| 89    | 1617,8–1622,2 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 1,00                    |                    |
| 90    | 1622,2–1628,9 | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,08                    |                    |
| 91    | 1649,8–1656,3 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,66                    |                    |
| 92    | 1656,3–1662,3 | “      | 2,76                                  | 2,77                                 | 0,27                    |                    |
| 93    | 1674,4–1680,5 | “      | 2,74                                  | 2,78                                 | 1,46                    |                    |
| 94    | 1680,5–1686,7 | “      | 2,76                                  | 2,75                                 | 0,46                    |                    |
| 95    | 1686,7–1691,8 | “      | 2,74                                  | 2,78                                 | 0,90                    |                    |
| 96    | 1691,8–1697,8 | “      | 2,76                                  | 2,76                                 | 1,15                    |                    |
| 97    | 1697,8–1701,8 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,81                    |                    |
| 98    | 1701,8–1708,3 | “      | 2,73                                  | 2,79                                 | 1,24                    |                    |
| 99    | 1708,3–1712,3 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 1,02                    |                    |
| 100   | 1712,3–1716,6 | “      | 2,72                                  | 2,77                                 | 0,76                    |                    |
| 101   | 1716,6–1722,0 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 2,03                    |                    |
| 102   | 1722,0–1727,4 | “      | 2,70                                  | 2,77                                 | 0,83                    |                    |
| 103   | 1727,4–1732,9 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,81                    |                    |
| 104   | 1732,9–1738,1 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,21                    |                    |
| 105   | 1738,1–1742,3 | “      | 2,76                                  | 2,78                                 | 0,73                    |                    |
| 106   | 1742,3–1747,1 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,63                    |                    |
| 107   | 1747,1–1751,2 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,71                    |                    |
| 108   | 1751,2–1755,7 | “      | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,61                    |                    |
| 109   | 1755,7–1759,8 | “      | 2,71                                  | 2,75                                 | 1,28                    |                    |
| 110   | 1759,8–1764,0 | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,18                    |                    |
| 111   | 1764,0–1768,7 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,79                    |                    |
| 112   | 1768,7–1773,4 | “      | 2,71                                  | 2,75                                 | 1,58                    |                    |
| 113   | 1773,4–1778,5 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,80                    |                    |

Продовження табл. 2

| № з/п | Інтервал      | Порода | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|---------------|--------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 114   | 1782,0–1786,7 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,40                    |                    |
| 115   | 1790,3–1794,0 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,10                    |                    |
| 116   | 1794,0–1798,7 | “      | 2,75                                  | 2,78                                 | 0,97                    |                    |
| 117   | 1798,7–1800,7 | “      | 2,73                                  | 2,25                                 | 0,95                    |                    |
| 118   | 1806,0–1809,7 | “      | 2,73                                  | 2,77                                 | 1,42                    |                    |
| 119   | 1813,7–1818,5 | “      | 2,75                                  | 2,76                                 | 0,58                    |                    |
| 120   | 1818,5–1823,9 | “      | 2,71                                  | 2,75                                 | 1,28                    |                    |
| 121   | 1823,9–1829,4 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,77                    |                    |
| 122   | 1834,7–1839,6 | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,07                    |                    |
| 123   | 1844–1850     | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,25                    |                    |
| 124   | 1850,0–1855,6 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,72                    |                    |
| 125   | 1860,6–1865,6 | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,15                    |                    |
| 126   | 1865,6–1870,6 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,57                    |                    |
| 127   | 1870,6–1875,6 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,11                    |                    |
| 128   | 1875,6–1879,2 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,83                    |                    |
| 129   | 1879,2–1884,2 | “      | 2,76                                  | 2,78                                 | 0,82                    |                    |
| 130   | 1884,2–1889,5 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 1,24                    |                    |
| 131   | 1889,5–1895,0 | “      | 2,71                                  | 2,74                                 | 0,96                    |                    |
| 132   | 1895,0–1900,4 | “      | 2,71                                  | 2,76                                 | 0,76                    |                    |
| 133   | 1905,5–1910,5 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,86                    |                    |
| 134   | 1910,5–1914,8 | “      | 2,70                                  | 2,72                                 | 0,95                    |                    |
| 135   | 1919,8–1924,8 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,97                    |                    |
| 136   | 1924,8–1929,0 | “      | 2,71                                  | 2,73                                 | 0,96                    |                    |
| 137   | 1935–1940     | “      | 2,72                                  | 2,76                                 | 1,78                    |                    |
| 138   | 1940–1945     | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,22                    |                    |
| 139   | 1950,0–1955,1 | “      | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,73                    |                    |
| 140   | 1955,1–1960,1 | “      | 2,74                                  | 2,78                                 | 1,31                    |                    |
| 141   | 1965,1–1970,2 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,00                    |                    |
| 142   | 1970,2–1975,2 | “      | 2,70                                  | 2,72                                 | 0,80                    |                    |
| 143   | 1980,2–1985,2 | “      | 2,73                                  | 2,71                                 | 0,18                    |                    |
| 144   | 1990,1–1994,1 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,27                    |                    |
| 145   | 1998,0–2003,3 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,62                    |                    |
| 146   | 2003,3–2009,2 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 0,12                    | <0,001             |
| 147   | 2009,2–2014,7 | “      | 2,72                                  | 2,72                                 | 0,03                    |                    |
| 148   | 2014,7–2020,2 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,14                    |                    |
| 149   | 2024,0–2030,3 | “      | 2,74                                  | 2,74                                 | 0,11                    |                    |
| 150   | 2030,3–2035,4 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 0,13                    |                    |
| 151   | 2035,4–2040,5 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,01                    |                    |
| 152   | 2040,5–2046,0 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,25                    |                    |
| 153   | 2040,5–2046,0 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,27                    |                    |
| 154   | 2046–2051     | “      | 2,76                                  | 2,77                                 | 0,44                    |                    |

| № з/п | Інтервал      | Порода | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|---------------|--------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 155   | 2051,1–2056,1 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 0,17                    |                    |
| 156   | 2056,1–2061,0 | “      | 2,76                                  | 2,76                                 | 0,37                    |                    |
| 157   | 2061,2–2066,2 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,73                    |                    |
| 158   | 2066,2–2071,2 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 0,80                    |                    |
| 159   | 2071,2–2075,4 | “      | 2,75                                  | 2,78                                 | 0,97                    |                    |
| 160   | 2075,4–2079,2 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,04                    |                    |
| 161   | 2081,3–2086,4 | “      | 2,75                                  | 2,79                                 | 1,44                    |                    |
| 162   | 2086,4–2090,0 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,86                    |                    |
| 163   | 2090–2095     | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,35                    |                    |
| 164   | 2095,1–2100,1 | “      | 2,75                                  | 2,76                                 | 0,34                    | <0,001             |
| 165   | 2100,1–2105,1 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 1,08                    |                    |
| 166   | 2105,1–2109,9 | “      | 2,73                                  | 2,77                                 | 0,79                    |                    |
| 167   | 2114,9–2120,0 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,74                    |                    |
| 168   | 2120–2125     | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,61                    |                    |
| 169   | 2125,0–2130,5 | “      | 2,72                                  | 2,73                                 | 0,26                    |                    |
| 170   | 2130,5–2135,5 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,57                    |                    |
| 171   | 2135,5–2140,5 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,87                    |                    |
| 172   | 2140,5–2145,3 | “      | 2,73                                  | 2,77                                 | 1,21                    |                    |
| 173   | 2145,3–2150,3 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,79                    |                    |
| 174   | 2150,3–2155,0 | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 0,49                    |                    |
| 175   | 2155,6–2160,7 | “      | 2,75                                  | 2,74                                 | 0,55                    |                    |
| 176   | 2160,7–2166,8 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,35                    |                    |
| 177   | 2166,8–2171,8 | “      | 2,75                                  | 2,76                                 | 0,28                    |                    |
| 178   | 2171,8–2176,8 | “      | 2,7                                   | 2,176                                | 0,44                    |                    |
| 179   | 2176,8–2181,8 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,65                    |                    |
| 180   | 2181,8–2187,8 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,44                    |                    |
| 181   | 2187,8–2192,0 | “      | 2,75                                  | 2,77                                 | 0,5                     |                    |
| 182   | 2192–2197     | “      | 2,74                                  | 2,74                                 | 0,44                    |                    |
| 183   | 2197–2202     | “      | 2,73                                  | 2,78                                 | 1,66                    |                    |
| 184   | 2202–2207     | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,20                    | <0,001             |
| 185   | 2212–2217     | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,57                    |                    |
| 186   | 2217,0–2221,8 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 0,19                    |                    |
| 187   | 2221,8–2226,6 | “      | 2,74                                  | 2,74                                 | 0,21                    |                    |
| 188   | 2226,6–2231,6 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 1,26                    |                    |
| 189   | 2231,6–2236,6 | “      | 2,74                                  | 2,77                                 | 1,36                    |                    |
| 190   | 2236,6–2241,8 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,17                    |                    |
| 191   | 2241,8–2246,7 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,48                    |                    |
| 192   | 2251,7–2256,7 | “      | 2,72                                  | 2,72                                 | 0,23                    |                    |
| 193   | 2256,7–2262,1 | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,20                    |                    |
| 194   | 2267,1–2272,1 | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,20                    |                    |
| 195   | 2272,1–2277,1 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,42                    |                    |

Продовження табл. 2

| № з/п | Інтервал      | Порода | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|---------------|--------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 196   | 2277,1–2282,1 | “      | 2,75                                  | 2,00                                 | 0,40                    |                    |
| 197   | 2287,1–2292,2 | “      | 2,74                                  | 2,76                                 | 0,10                    |                    |
| 198   | 2292,2–2297,2 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 1,35                    |                    |
| 199   | 2297,2–2302,0 | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 0,42                    |                    |
| 200   | 2307,0–2312,5 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,02                    | <0,001             |
| 201   | 2312,5–2315,3 | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,98                    |                    |
| 202   | 2324,4–2326,2 | “      | 2,75                                  | 2,72                                 | 0,87                    |                    |
| 203   | 2329,2–2330,5 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,37                    |                    |
| 204   | 2330,5–2334,2 | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,46                    |                    |
| 205   | 2334,2–2338,8 | “      | 2,74                                  | 2,74                                 | 0,33                    |                    |
| 206   | 2341,5–2344,3 | “      | 2,71                                  | 2,75                                 | 1,12                    |                    |
| 207   | 2344,3–2349,3 | “      | 2,74                                  | 2,74                                 | 0,43                    |                    |
| 208   | 2349,3–2353,4 | “      | 2,75                                  | 2,75                                 | 0,25                    | 0,0001             |
| 209   | 2353,4–2355,5 | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,37                    |                    |
| 210   | 2363,4–2366,4 | “      | 2,72                                  | 2,74                                 | 1,06                    |                    |
| 211   | 2373,8–2378,7 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,55                    |                    |
| 212   | 2383,7–2388,7 | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,46                    |                    |
| 213   | 2398,8–2403,8 | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 1,24                    |                    |
| 214   | 2403,8–2413,7 | “      | 2,75                                  | 2,73                                 | 0,65                    | 0,0001             |
| 215   | 2413,7–2418,7 | “      | 2,73                                  | 2,73                                 | 0,50                    |                    |
| 216   | 2418,7–2423,7 | “      | 2,74                                  | 2,74                                 | 0,40                    |                    |
| 217   | 2428,5–2432,4 | “      | 2,70                                  | 2,75                                 | 0,62                    |                    |
| 218   | 2437,4–2438,4 | “      | 2,73                                  | 2,73                                 | 0,20                    |                    |
| 219   | 2441–2446     | “      | 2,73                                  | 2,73                                 | 0,79                    |                    |
| 220   | 2467–2470     | “      | 2,72                                  | 2,72                                 | 0,21                    |                    |
| 221   | 2480–2491     | “      | 2,71                                  | 2,71                                 | 1,20                    | <0,001             |
| 222   | 2511–2518     | “      | 2,70                                  | 2,70                                 | 1,01                    |                    |
| 223   | 2535–2539     | “      | 2,67                                  | 2,67                                 | 1,07                    |                    |
| 224   | 2580–2592     | “      | 2,67                                  | 2,67                                 | 1,45                    |                    |
| 225   | 2623–2625     | “      | 2,71                                  | 2,71                                 | 1,25                    |                    |
| 226   | 2673–2677     | “      | 2,73                                  | 2,76                                 | 0,98                    | <0,001             |
| 227   | 2695–2699     | “      | 2,73                                  | 2,74                                 | 0,31                    |                    |
| 228   | 2699–2703     | “      | 2,72                                  | 2,74                                 | 1,99                    |                    |
| 229   | 2475–2748     | “      | 2,71                                  | 2,77                                 | 1,95                    | <0,001             |
| 230   | 2768–2772     | “      | 2,75                                  | 2,76                                 | 1,45                    |                    |
| 231   | 2778–2781     | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,63                    |                    |
| 232   | 2792–2796     | “      | 2,74                                  | 2,75                                 | 2,33                    |                    |
| 233   | 2807–2811     | “      | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,73                    | <0,001             |
| 234   | 2822–2827     | “      | 2,72                                  | 2,75                                 | 1,20                    |                    |
| 235   | 2838–2841     | “      | 2,73                                  | 2,75                                 | 0,78                    |                    |
| 236   | 2852–2856     | Вапняк | 2,67                                  | 2,74                                 | 2,39                    | <0,001             |

Продовження табл. 2

| № з/п | Інтервал  | Порода  | Питома вага породи, г/см <sup>3</sup> | Питома вага зерен, г/см <sup>3</sup> | Абсолютна пористість, % | Проникність, дарсі |
|-------|-----------|---------|---------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|--------------------|
| 237   | 2867–2871 | Аргіліт | 2,73                                  | 2,78                                 | 0,93                    |                    |
| 238   | 2883–2893 | “       | 2,68                                  | 2,73                                 | 1,89                    |                    |
| 239   | 2897–2902 | “       | 2,75                                  | 2,78                                 | 1,10                    |                    |
| 240   | 2912–2916 | “       | 2,71                                  | 2,76                                 | 1,80                    | <0,001             |
| 241   | 2926–2931 | “       | 2,72                                  | 2,74                                 | 0,73                    |                    |
| 242   | 2942–2947 | “       | 2,75                                  | 2,76                                 | 0,40                    | <0,001             |
| 243   | 2957–2960 | “       | 2,72                                  | 2,80                                 | 2,00                    | <0,001             |

**Результати геохімічних досліджень силурійських відкладів.** Із досліджень проводилися: повний аналіз гірських порід, люмінесцентно-бітумологічний аналіз, визначення залишкового органічного вуглецю, повний аналіз гірських порід та визначення бітумінозності органічного вуглецю і гумінових кислот в зразках керна.

Осадові породи лише зрідка є простими за складом, до того ж ця простота умовна. У більшості випадків природні утворення є більш або менш складним комплексом хімічних сполук, надзвичайно різноманітним як за поєднанням елементів, так і за відносним вмістом. Неоднорідність складу гірських порід вимагає вивчення їх багатьма методами (хімічним, термічним, рентгенівським і ін.), оскільки кожен метод досліджує лише одну, рідше декілька особливостей, і тому не може дати повного уявлення про склад породи.

Особливості хімічного складу порід, розкритих св. Рава-Руська-1, показані в табл. 3–8, на рис. 3. На основі даних лише валового аналізу далеко не завжди можна зробити висновки про поєднання елементів породи в окремі мінеральні види. До певної міри допомагають аналізи, засновані, головним чином, на різному відношенні компонентів породи до розчинників. З цією метою нами виконано 20 аналізів, що складаються з 3 видів: 1) аналіз водорозчинної частини породи, 2) аналіз соляно-кислої витяжки, безпосередня мета якого – вивчити карбонатну частину порід і того хімічноутвореного цементу, який склеює уламки частинок та є синхронним до седиментації, 3) аналіз нерозчинного у слабій соляній кислоті залишку, який у першому наближенні можна розглядати як кластичну частину породи, і може служити для визначення ролі теригенних часток у формуванні глинистих порід.

Таблиця 3. Результати хімічного аналізу гірських порід св. Рава-Руська-1 (%)

| Інтервал       | Порода    | Вік            | H <sub>2</sub> O | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO    | MgO  | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | S <sub>нір</sub> | CO <sub>2</sub> |
|----------------|-----------|----------------|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|------|-------|-------------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|
| 1187,5–1192,6  | Вапняк    | J <sub>3</sub> | 0,17             | 6,96             |                  | 1,46                           | 2,99                           | сліди  | 2,90 | 45,58 | 0,57              | 0,47             | 0,01            | 0,53             | 38,47           |
| 1211,2–1218,8  | Алевроліт | “              | 1,50             | 52,50            |                  | 21,83                          | 15,30                          | “      | 0,23 | 1,35  | 0,57              | 0,39             | 0,02            | 0,10             | 0,84            |
| 1248,5–1254,4  | “         | S <sub>3</sub> | 0,96             | 54,7             |                  | 19,22                          | 9,33                           | “      | 4,20 | 1,31  | 3,01              | 1,80             | сліди           | 0,01             | 0,65            |
| 1268,0–1273,6  | “         | “              | 0,95             | 52,63            |                  | 20,19                          | 9,19                           | “      | 2,28 | 2,94  | 4,06              | 1,26             | 0,01            | 0,19             | 2,92            |
| 1290,0–1296,3  | “         | “              | 0,81             | 53,00            |                  | 19,37                          | 8,89                           | “      | 2,00 | 3,90  | 2,79              | 3,02             | 0,01            | 0,15             | 3,62            |
| 1308,6–1314,6  | “         | “              | 0,80             | 54,44            |                  | 20,31                          | 8,16                           | “      | 4,24 | 4,00  | 2,87              | 2,32             | 0,02            | 0,28             | 3,69            |
| 1327–1333      | “         | “              | 0,78             | 50,64            |                  | 21,36                          | 7,99                           | “      | 4,06 | 4,45  | 2,20              | 0,74             | 0,01            | 0,32             | 4,24            |
| 1350,7–1357,0  | “         | “              | 0,90             | 52,57            |                  | 19,30                          | 6,95                           | “      | 4,02 | 3,80  | 2,25              | 2,13             | 0,01            | 0,37             | 4,45            |
| 1369,5–1375,5  | “         | “              | 0,70             | 53,18            |                  | 19,80                          | 7,12                           | не зн. | 4,08 | 2,72  | 2,57              | 2,88             | 0,01            | 0,42             | 3,32            |
| 1419,6–1422,2  | “         | “              | 0,80             | 55,64            |                  | 18,72                          | 7,77                           | сліди  | 4,08 | 1,79  | 1,77              | 2,65             | сліди           | 0,27             | 1,91            |
| 1441,6–1444,6  | “         | “              | 0,78             | 54,24            |                  | 21,14                          | 9,01                           | “      | 3,74 | 1,11  | 2,64              | 2,18             | 0,08            | 0,53             | 1,67            |
| 1464,8–1468,9  | “         | “              | 0,74             | 57,09            |                  | 20,12                          | 8,36                           | “      | 3,72 | 0,75  | 2,71              | 0,73             | 0,02            | 0,31             | 1,06            |
| 1482,9–1489,9  | “         | “              | 0,72             | 55,02            |                  | 19,66                          | 7,99                           | “      | 4,54 | 1,56  | 3,20              | 1,45             | 0,01            | 0,24             | 1,87            |
| 1510,3–1516,0  | “         | “              | 0,83             | 54,05            |                  | 20,29                          | 7,70                           | “      | 3,86 | 2,38  | 1,43              | 0,99             | 0,02            | 0,68             | 2,69            |
| 1529,8–1536,0  | “         | “              | 1,08             | 55,07            |                  | 12,98                          | 9,14                           | “      | 0,08 | 3,85  | 1,87              | 3,22             | 0,03            | 0,26             | 4,57            |
| 1554,6–1560,7  | “         | “              | 1,13             | 50,55            |                  | 16,02                          | 9,48                           | “      | 1,04 | 6,22  | 1,04              | 3,75             | 0,01            | 0,55             | 6,54            |
| 1573,3–1579,4  | “         | “              | 1,30             | 49,80            |                  | 11,80                          | 11,01                          | “      | 3,96 | 5,77  | 1,88              | 3,42             | 0,01            | 0,43             | 5,01            |
| 1592,3–1598,5  | “         | “              | 1,24             | 51,00            |                  | 16,10                          | 7,34                           | “      | 3,95 | 7,08  | 1,20              | 3,69             | 0,01            | 0,45             | 3,46            |
| 1611,3–1617,3  | “         | “              | 1,16             | 53,62            |                  | 16,62                          | 10,76                          | “      | 2,01 | 3,50  | 0,85              | 2,63             | 0,01            | 0,63             | 2,71            |
| 1622,2–1628,2  | “         | “              | 1,26             | 55,69            |                  | 16,97                          | 8,54                           | “      | 0,21 | 2,97  | 1,55              | 4,20             | 0,02            | 0,77             | 2,35            |
| 1628,9–1635,3  | “         | “              | 1,18             | 56,09            |                  | 13,2                           | 11,23                          | “      | 2,88 | 3,00  | 1,67              | 3,69             | 0,01            | 0,52             | 2,43            |
| 1649,8–1650,33 | “         | “              | 1,25             | 51,37            |                  | 16,65                          | 9,78                           | “      | 0,24 | 5,77  | 1,20              | 3,70             | 0,01            | 0,28             | 5,54            |
| 1674,4–1680,5  | “         | “              | 0,93             | 48,50            |                  | 14,67                          | 9,64                           | “      | 0,10 | 8,40  | 1,68              | 3,44             | 0,01            | 0,51             | 5,23            |
| 1691,8–1697,8  | “         | “              | 0,94             | 50,53            |                  | 17,00                          | 6,06                           | “      | 0,33 | 7,88  | 1,53              | 3,84             | 0,03            | 0,59             | 6,40            |
| 1701,8–1708,3  | “         | “              | 0,85             | 45,02            | 0,41             | 16,77                          | 8,67                           | “      | 4,53 | 7,70  | 1,16              | 2,90             | 0,01            | 0,41             | 8,38            |
| 1722–1724      | “         | “              | 0,86             | 49,33            | 0,35             | 15,06                          | 7,24                           | “      | 9,16 | 7,00  | 3,60              | 2,50             | 0,01            | 0,81             | 7,45            |
| 1742,3–1747,1  | “         | “              | 1,11             | 50,97            | 0,64             | 19,63                          | 7,38                           | не зн. | 4,08 | 4,14  | 1,78              | 2,35             | 0,01            | 0,65             | 3,90            |

| Інтервал      | Порода | Вік | H <sub>2</sub> O | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO    | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | S <sub>нір</sub> | CO <sub>2</sub> |
|---------------|--------|-----|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|------|------|-------------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|
| 1768,7–1773,3 | “      | “   | 0,91             | 53,21            | 0,71             | 15,02                          | 9,73                           | “      | 1,79 | 6,20 | 1,20              | 2,10             | 0,01            | 0,76             | 5,83            |
| 1786,7–1790,3 | “      | “   | 1,02             | 53,44            | 0,42             | 17,32                          | 9,47                           | “      | 3,33 | 2,76 | 1,40              | 3,90             | 0,01            | 0,88             | 2,89            |
| 1806,7–1809,0 | “      | “   | 1,09             | 52,26            | 0,31             | 18,87                          | 7,34                           | “      | 3,99 | 3,79 | 2,40              | 2,50             | 0,01            | 0,63             | 3,32            |
| 1850–1855     | “      | “   | 0,97             | 51,35            | 0,60             | 15,27                          | 9,69                           | сліди  | 2,84 | 6,35 | 2,27              | 1,30             | 0,01            | 0,58             | 5,79            |
| 1870,6–1875,0 | “      | “   | 1,06             | 51,26            | 0,30             | 19,52                          | 8,97                           | не зн. | 3,35 | 4,04 | 1,46              | 3,10             | 0,03            | 0,94             | 4,03            |
| 1884,2–1885,0 | “      | “   | 0,89             | 55,28            | 0,73             | 21,50                          | 6,28                           | “      | 0,41 | 2,31 | 3,06              | 2,00             | 0,02            | 0,92             | 2,24            |
| 1900,4–1905,0 | “      | “   | 0,94             | 52,00            | 0,64             | 16,41                          | 7,60                           | сліди  | 3,69 | 3,97 | 3,08              | 2,40             | 0,02            | 0,71             | 5,58            |
| 1919,8–1924,8 | “      | “   | 0,79             | 52,50            | 0,85             | 16,32                          | 9,33                           | не зн. | 4,00 | 3,60 | 2,36              | 2,50             | 0,02            | 0,79             | 3,55            |
| 1940–1945     | “      | “   | 0,69             | 50,07            | 0,64             | 15,33                          | 10,68                          | сліди  | 2,80 | 5,76 | 2,16              | 2,50             | 0,03            | 0,72             | 4,25            |
| 1970,8–1975,2 | “      | “   | 0,91             | 53,00            | 0,67             | 20,35                          | 8,18                           | сліди  | 3,30 | 3,69 | 1,60              | 1,90             | 0,01            | 0,25             | 3,27            |
| 1985,2–1890,1 | “      | “   | 0,91             | 52,03            | 0,58             | 23,22                          | 7,49                           | 0,17   | 0,60 | 3,90 | 3,21              | 3,49             | 0,01            | 0,80             | 3,07            |
| 1998,0–2003,3 | “      | “   | 1,10             | 51,62            | 0,79             | 16,21                          | 10,96                          | 0,10   | 4,49 | 4,41 | 1,05              | 3,13             | 0,02            | 1,05             | 4,78            |
| 2014,0–2020,2 | “      | “   | 0,69             | 46,62            | 0,62             | 20,43                          | 9,05                           | 0,23   | 0,59 | 8,16 | 1,07              | 3,34             | 0,01            | 0,69             | 8,33            |
| 2038,0–2040,5 | “      | “   | 0,72             | 57,83            | 0,58             | 19,78                          | 3,26                           | 0,15   | 0,57 | 3,43 | 1,26              | 3,02             | 0,03            | 1,24             | 3,27            |
| 2051,0–2056,1 | “      | “   | 0,89             | 50,65            | 0,57             | 15,97                          | 8,65                           | 0,09   | 3,63 | 6,05 | 1,07              | 2,97             | 0,02            | 1,92             | 5,84            |
| 2071,0–2075,4 | “      | “   | 0,93             | 52,36            | 0,69             | 22,55                          | 3,69                           | сліди  | 0,43 | 3,62 | 1,25              | 3,75             | 0,01            | 1,67             | 3,42            |
| 2086–2090     | “      | “   | 1,23             | 49,12            | 0,76             | 16,85                          | 7,47                           | 0,08   | 4,04 | 7,23 | 0,96              | 3,31             | 0,02            | 1,30             | 7,06            |
| 2105,0–2109,9 | “      | “   | 0,83             | 50,65            | 0,55             | 17,62                          | 4,45                           | 0,20   | 0,65 | 8,53 | 1,39              | 3,05             | 0,01            | 1,36             | 2,21            |
| 2125,0–2130,9 | “      | “   | 0,91             | 50,11            | 0,69             | 16,50                          | 3,68                           | 0,06   | 3,39 | 6,30 | 1,04              | 1,28             | 0,01            | 1,17             | 5,88            |
| 2140,5–2145,5 | “      | “   | 0,79             | 50,12            | 0,63             | 16,51                          | 8,02                           | 0,09   | 0,76 | 5,67 | 2,08              | 3,04             | 0,03            | 2,66             | 5,69            |
| 2155,6–2160,7 | “      | “   | 0,61             | 50,63            | 0,49             | 18,17                          | 6,84                           | сліди  | 0,93 | 4,94 | 2,35              | 3,30             | 0,03            | 1,33             | 5,56            |
| 2176,8–2181,8 | “      | “   | 0,85             | 45,06            | 0,54             | 20,09                          | 6,47                           | 0,13   | 0,40 | 7,04 | 2,55              | 3,43             | 0,02            | 0,73             | 9,74            |
| 2197–2202     | “      | “   | 0,91             | 49,91            | 0,51             | 19,37                          | 8,42                           | сліди  | 0,74 | 4,34 | 1,85              | 3,56             | 0,05            | 1,27             | 4,45            |
| 2217–2221,3   | “      | “   | 0,85             | 48,16            | 0,53             | 16,83                          | 6,63                           | сліди  | 1,04 | 5,70 | 1,37              | 3,45             | 0,02            | 0,75             | 5,39            |
| 2236,6–2241,8 | “      | “   | 0,80             | 53,38            | 0,60             | 17,29                          | 8,53                           | 0,07   | 2,56 | 5,16 | 0,99              | 2,65             | 0,04            | 1,45             | 5,09            |
| 2256,7–2262,1 | “      | “   | 0,51             | 54,33            | 0,76             | 16,93                          | 7,07                           | 0,10   | 3,45 | 4,51 | 1,06              | 2,84             | 0,05            | 1,65             | 4,47            |
| 2277,1–2282,1 | “      | “   | 0,76             | 53,08            | 0,70             | 17,82                          | 8,53                           | 0,28   | 1,42 | 3,16 | 1,59              | 3,48             | 0,03            | 1,09             | 3,25            |

| Інтервал      | Порода | Вік | H <sub>2</sub> O | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO   | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | S <sub>пір</sub> | CO <sub>2</sub> |
|---------------|--------|-----|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------------------|------------------|-----------------|------------------|-----------------|
| 2297,2–2302   | “      | “   | 0,93             | 52,38            | 0,61             | 16,47                          | 8,54                           | 0,11  | 2,60  | 6,63  | 1,26              | 2,94             | 0,03            | 1,16             | 3,63            |
| 2312,5–2315,3 | “      | “   | 0,61             | 56,24            | 0,68             | 20,80                          | 9,96                           | сліди | 0,45  | 1,43  | 2,03              | 3,67             | 0,03            | 1,42             | 1,29            |
| 2330,5–2342,2 | “      | “   | 0,68             | 50,66            | 0,42             | 16,57                          | 6,90                           | 0,08  | 2,65  | 4,49  | 1,04              | 2,78             | 0,01            | 1,10             | 3,83            |
| 2344,3–2349,3 | “      | “   | 0,84             | 53,55            | 1,81             | 17,03                          | 7,08                           | 0,37  | 3,83  | 4,45  | 1,32              | 3,37             | 0,03            | 1,16             | 4,99            |
| 2358,8–2363,4 | “      | “   | 0,58             | 56,36            | 0,57             | 17,43                          | 7,32                           | 0,03  | 3,32  | 4,34  | 1,30              | 2,04             | 0,03            | 1,11             | 3,81            |
| 2378,7–2383,7 | “      | “   | 0,60             | 55,17            | 0,68             | 21,18                          | 6,90                           | 0,07  | 3,36  | 3,80  | 1,28              | 3,51             | 0,02            | 1,12             | 3,11            |
| 2398,8–2403,8 | “      | “   | 0,67             | 55,51            | 0,69             | 18,86                          | 7,11                           | 0,07  | сліди | 4,39  | 2,34              | 3,01             | 0,02            | 1,09             | 3,27            |
| 2418,7–2423,7 | “      | “   | 0,65             | 58,84            | 0,70             | 20,00                          | 7,18                           | 0,06  | 3,00  | 3,56  | 1,19              | 3,06             | 0,02            | 14,22            | 3,11            |
| 2441–2446     | “      | “   | 0,71             | 54,42            | 0,61             | 18,86                          | 7,41                           | 0,07  | 3,33  | 3,22  | 1,48              | 3,32             | 0,02            | 1,14             | 2,98            |
| 2511–2516     | “      | “   | 0,60             | 51,21            | 0,69             | 16,63                          | 6,94                           | 0,11  | 2,40  | 7,40  | 0,99              | 2,82             | 0,03            | 1,11             | 7,62            |
| 2580–2582     | “      | “   | 0,86             | 53,80            | 0,76             | 17,63                          | 7,59                           | 0,06  | 3,20  | 4,55  | 1,27              | 2,83             | 0,03            | 0,98             | 9,27            |
| 2649–2653     | “      | “   | 0,96             | 38,45            | 0,47             | 13,76                          | 6,04                           | 0,11  | 2,40  | 16,16 | 1,04              | 3,02             | 0,01            | 0,62             | 15,6            |
| 2699–2703     | “      | “   | 0,89             | 54,08            | 0,70             | 17,08                          | 7,45                           | 0,06  | 3,88  | 6,68  | 0,21              | 2,81             | 0,02            | 1,14             | 5,69            |
| 2745–2748     | “      | “   | 0,78             | 51,84            | 0,70             | 16,67                          | 6,69                           | 0,07  | 3,58  | 8,26  | 1,79              | 1,24             | 0,02            | 1,15             | 7,11            |
| 2807–2811     | “      | “   | 1,28             | 54,03            | 0,75             | 16,83                          | 8,23                           | 0,11  | 3,35  | 7,38  | 1,15              | 2,52             | 0,02            | 1,04             | 5,00            |
| 2867–2871     | “      | “   | 0,72             | 29,00            | 0,36             | 7,310                          | 7,43                           | 0,07  | 4,89  | 27,01 | 2,41              | 0,39             | 0,02            | 0,65             | 23,57           |
| 2912–2916     | “      | “   | 1,12             | 52,04            | 0,70             | 13,25                          | 8,58                           | 0,06  | 3,47  | 8,14  | 2,16              | 3,08             | 0,04            | 2,27             | 6,52            |
| 2942–2947     | “      | “   | 0,76             | 52,02            | 0,61             | 12,39                          | 8,49                           | 0,07  | 3,08  | 9,95  | 1,60              | 2,35             | 0,04            | 2,42             | 6,54            |
| 2957–2960     | “      | “   | 0,70             | 55,06            | 0,32             | 14,57                          | 8,23                           | 0,05  | 3,01  | 8,23  | 1,07              | 2,29             | 0,04            | 2,24             | 4,39            |



Таблиця 4. Головні статистики вмісту компонентів у % на повітряно-суху породу св. Рава-Руська-1

| Компонент                      | К-сть | Середнє | Мінімум | Максимум | Дисперсія | Ст. відх. | Асиметрія | Експес |
|--------------------------------|-------|---------|---------|----------|-----------|-----------|-----------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 71    | 51,96   | 29,00   | 58,84    | 17,550    | 4,189     | -2,851    | 13,231 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 71    | 17,53   | 7,31    | 23,22    | 7,477     | 2,734     | -0,733    | 1,734  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 71    | 7,96    | 3,26    | 11,23    | 2,558     | 1,599     | -0,567    | 1,252  |
| CaO                            | 71    | 5,33    | 0,75    | 27,01    | 12,896    | 3,591     | 3,547     | 19,112 |
| CO <sub>2</sub>                | 71    | 4,87    | 0,65    | 23,57    | 10,491    | 3,239     | 3,338     | 16,428 |
| MgO                            | 70    | 2,75    | 0,08    | 9,16     | 2,642     | 1,625     | 0,411     | 2,003  |
| K <sub>2</sub> O               | 71    | 2,73    | 0,39    | 4,20     | 0,707     | 0,841     | -0,863    | 0,316  |
| Na <sub>2</sub> O              | 71    | 1,78    | 0,21    | 4,06     | 0,575     | 0,758     | 0,794     | 0,213  |
| S <sub>нир</sub>               | 71    | 1,09    | 0,01    | 14,22    | 2,798     | 1,673     | 7,117     | 56,081 |
| TiO <sub>2</sub>               | 49    | 0,63    | 0,30    | 1,81     | 0,048     | 0,218     | 3,162     | 17,755 |
| MnO                            | 31    | 0,11    | 0,03    | 0,37     | 0,005     | 0,073     | 2,158     | 4,996  |
| SO <sub>3</sub>                | 69    | 0,02    | 0,01    | 0,08     | 0,000     | 0,013     | 1,868     | 5,642  |

Таблиця 5. Результати визначення карбонатності керна св. Рава-Руська-1

| Інтервал    | CaCO <sub>3</sub> , % | Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> , % | Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> , % | Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> , % |
|-------------|-----------------------|---------------|-----------------------|---------------|-----------------------|---------------|-----------------------|
| 35,0-45,1   | 43,8                  | 1157,0-1160,5 | 97,8                  | 1444,6-1449,5 | 11,8                  | 2181,8-2187,0 | 15,9                  |
| 45,1-54,6   | 72,8                  | 1157,0-1160,5 | 92,9                  | 1454,9-1461,8 | 7,3                   | 2187-2192     | 11,3                  |
| 54,6-58,8   | 78,7                  | 1160,5-1163,0 | 84,9                  | 1468,9-1475,9 | 11,6                  | 2192-2197     | 7,9                   |
| 54,6-58,8   | 42,6                  | 1163,5-1165,0 | 80,9                  | 1482,9-1489,9 | 6,5                   | 2197-2202     | 7,4                   |
| 58,8-59,9   | 40,2                  | 1163,5-1165,0 | 87,7                  | 1496-1503     | 13,1                  | 2202-2207     | 16,0                  |
| 58,8-59,9   | 80,0                  | 1165-1170     | 89,9                  | 1510,3-1516,0 | 10,0                  | 2212-2217     | 15,7                  |
| 58,8-59,9   | 42,4                  | 1165-1170     | 94,7                  | 1522,2-1529,8 | 11,9                  | 2217,0-2221,3 | 5,3                   |
| 69,9-82,9   | 43,9                  | 1174,0-1177,8 | 96,8                  | 1536,0-1542,3 | 15,3                  | 2221,3-2226,6 | 7,8                   |
| 69,9-82,9   | 53,9                  | 1177,8-1183,0 | 65,7                  | 1548,4-1554,6 | 19,4                  | 2226,6-2231,6 | 15,7                  |
| 69,9-82,9   | 70,8                  | 1177,8-1183,0 | 95,2                  | 1560,7-1567,0 | 17,8                  | 2231,6-2236,6 | 18,8                  |
| 69,9-82,9   | 81,0                  | 1777,8-1183,0 | 87,3                  | 1573,3-1579,4 | 17,7                  | 2236,6-2241,8 | 20,4                  |
| 82,9-90,0   | 69,8                  | 1183,0-1187,5 | 99,0                  | 1585,8-1592,3 | 9,69                  | 2241,8-2246,7 | 4,7                   |
| 82,9-90,0   | 37,4                  | 1183,0-1187,5 | 87,1                  | 1598,5-1605,1 | 6,02                  | 2251,7-2256,7 | 3,3                   |
| 82,9-90,0   | 38,7                  | 1187,5-1192,6 | 90,8                  | 1611,3-1617,8 | 5,8                   | 2256,7-2262,1 | 9,3                   |
| 90-95       | 38,8                  | 1187,5-1192,6 | 97,0                  | 1622,2-1628,9 | 5,8                   | 2267,1-2272,1 | 4,3                   |
| 90-95       | 48,7                  | 1187,5-1192,6 | 91,9                  | 1649,8-1656,3 | 16,9                  | 2272,1-2277,1 | 3,2                   |
| 95-97       | 39,2                  | 1192,6-1199,1 | 60,1                  | 1674,4-1680,5 | 18,0                  | 2277,1-2282,1 | 5,5                   |
| 97,0-102,5  | 31,6                  | 1192,6-1199,1 | 11,3                  | 1686,7-1691,8 | 6,0                   | 2287,1-2292,2 | 4,0                   |
| 97,0-102,5  | 34,6                  | 1192,6-1199,1 | 9,9                   | 1697,8-1701,8 | 9,6                   | 2292,2-2297,2 | 7,7                   |
| 102,5-107,1 | 40,1                  | 1199,1-1205,6 | 25,5                  | 1782,0-1786,7 | 11,8                  | 2297,2-2302,0 | 3,7                   |
| 107,1-113,6 | 65,5                  | 1199,1-1205,6 | 29,3                  | 1806,0-1809,7 | 9,6                   | 2307,0-2312,5 | 4,7                   |
| 107,1-113,6 | 47,7                  | 1205,6-1211,2 | 41,7                  | 1813,7-1818,5 | 6,5                   | 2312,5-2315,3 | 8,4                   |
| 113,6-119,0 | 63,4                  | 1205,6-1211,2 | 1,1                   | 1844-1850     | 8,9                   | 2322,4-2326,2 | 15,2                  |
| 113,6-119,0 | 36,9                  | 1211,2-1217,8 | 3,3                   | 1935-1940     | 17,7                  | 2330,5-2334,2 | 8,4                   |
| 119-124     | 33,8                  | 1211,2-1217,8 | 5,7                   | 1940-1945     | 30,4                  | 2334,2-2338,8 | 8,0                   |
| 119-124     | 38,3                  | 1217,8-1224,3 | 3,1                   | 1980,2-1985,2 | 3,9                   | 2341,5-2344,3 | 9,8                   |

Продовження табл. 5

| Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> ,<br>% | Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> ,<br>% | Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> ,<br>% | Інтервал      | CaCO <sub>3</sub> ,<br>% |
|---------------|--------------------------|---------------|--------------------------|---------------|--------------------------|---------------|--------------------------|
| 124-129       | 36,0                     | 1217,8-1224,3 | 3,0                      | 1990,1-1994,1 | 8,1                      | 2344,3-2349,3 | 16,7                     |
| 124-129       | 29,0                     | 1224,3-1234,0 | 0                        | 1998,0-2008,3 | 10,1                     | 2353,4-2358,5 | 8,4                      |
| 129-134       | 37,4                     | 1224,3-1234,0 | 1,8                      | 2008,3-2009,2 | 7,3                      | 2363,4-2366,4 | 3,8                      |
| 129-134       | 34,6                     | 1231,0-1236,4 | 7,3                      | 2009,2-2014,7 | 4,1                      | 2373,8-2378,7 | 3,5                      |
| 134-140       | 30,6                     | 1236,4-1242,5 | 19,5                     | 2014,0-2020,2 | 17,5                     | 2388,7-2398,7 | 9,4                      |
| 134-140       | 33,0                     | 1242,5-1248,5 | 6,8                      | 2020,2-2024,8 | 8,1                      | 2398,8-2408,8 | 8,0                      |
| 134-140       | 28,2                     | 1248,5-1254,5 | 10,4                     | 2024,8-2030,3 | 7,7                      | 2408,8-2413,7 | 4,9                      |
| 140-144       | 25,6                     | 1254,5-1257,8 | 8,7                      | 2030,3-2035,4 | 15,5                     | 2418,7-2428,7 | 15,8                     |
| 144,3-150,8   | 33,8                     | 1257,8-1262,8 | 9,1                      | 2035,4-2040,5 | 6,4                      | 2428,3-2432,4 | 12,8                     |
| 144,3-150,8   | 32,2                     | 1262,8-1268,8 | 4,3                      | 2040,5-2046,0 | 5,4                      | 2437,4-2438,4 | 2,6                      |
| 150,8-156,0   | 40,8                     | 1278,3-1284,5 | 3,6                      | 2046,0-2051,1 | 8,0                      | 2441-2446     | 8,2                      |
| 150,8-156,0   | 29,3                     | 1284,8-1290,5 | 11,6                     | 2051,1-2056,1 | 11,8                     | 2467-2470     | 11,2                     |
| 161,7-167,9   | 39,7                     | 1290,5-1296,5 | 9,6                      | 2056,1-2061,0 | 13,0                     | 2486-2491     | 3,7                      |
| 161,7-167,9   | 24,0                     | 1296,5-1302,6 | 11,6                     | 2061,2-2066,2 | 5,4                      | 2511-2516     | 14,6                     |
| 161,7-167,9   | 32,0                     | 1302,6-1308,6 | 9,5                      | 2066,2-2071,2 | 23,9                     | 2535-2539     | 8,9                      |
| 170,0-175,9   | 34,7                     | 1308,6-1314,6 | 17,5                     | 2071,2-2075,4 | 10,0                     | 2580-2582     | 7,7                      |
| 170,0-175,9   | 40,0                     | 1314,6-1321   | 12,0                     | 2075,4-2079,2 | 6,9                      | 2622-2625     | 27,3                     |
| 175,9-181,7   | 40,8                     | 1321-1327     | 2,1                      | 2081,3-2086,4 | 11,3                     | 2673-2677     | 19,0                     |
| 175,9-181,7   | 39,1                     | 1327-1333     | 14,0                     | 2086,4-2090,0 | 10,7                     | 2693-2699     | 19,4                     |
| 1100,5-1105,0 | 87,1                     | 1333-1339     | 15,3                     | 2090-2095     | 5,7                      | 2699-2703     | 10,9                     |
| 1105,0-1112,3 | 71,0                     | 1339,0-1344,5 | 3,1                      | 2095,1-2100,1 | 12,2                     | 2745-2748     | 19,8                     |
| 1103,0-1112,3 | 44,6                     | 1350,4-1357,0 | 5,6                      | 2100,1-2105,1 | 15,8                     | 2768-2772     | 3,5                      |
| 1112,3-1116,4 | 48,7                     | 1357-1363     | 14,8                     | 2105,1-2109,9 | 15,7                     | 2778-2781     | 30,1                     |
| 1112,3-1116,4 | 94,4                     | 1363,0-1366,5 | 11,5                     | 2114,9-2120,0 | 11,7                     | 2792-2796     | 54,8                     |
| 1112,3-1116,4 | 9,1                      | 1375,5-1381,3 | 10,0                     | 2120-2125     | 15,2                     | 2807-2811     | 22,0                     |
| 1116,4-1122,0 | 65,3                     | 1382,6-1388,7 | 3,6                      | 2125,0-2130,5 | 7,0                      | 2822-2827     | 11,4                     |
| 1122,0-1125,1 | 25,3                     | 1388-1391     | 9,1                      | 2130,5-2135,5 | 8,9                      | 2838-2841     | 7,1                      |
| 1122,0-1125,1 | 85,3                     | 1388,2-1395,0 | 5,6                      | 2135,5-2140,5 | 8,6                      | 2852-2856     | 40,5                     |
| 1125,1-1132,1 | 35,0                     | 1395-1401     | 16,8                     | 2140,5-2145,5 | 13,9                     | 2867-2871     | 48,8                     |
| 1132,1-1138,7 | 94,9                     | 1401-1407     | 7,0                      | 2145,5-2150,8 | 9,7                      | 2885-2993     | 60,8                     |
| 1138,7-1145,0 | 94,4                     | 1413,0-1419,6 | 0,8                      | 2150,8-2155,6 | 21,8                     | 2897-2902     | 8,2                      |
| 1138,7-1145,0 | 93,3                     | 1419,6-1422,2 | 0,3                      | 2155,6-2160,7 | 9,2                      | 2912-2916     | 11,8                     |
| 1138,7-1145,0 | 95,0                     | 1422,2-1428,2 | 0,9                      | 2160,7-2166,8 | 13,8                     | 2926-2931     | 11,8                     |
| 1145-1151     | 83,8                     | 1438,2-1435,1 | 6,6                      | 2166,8-2171,8 | 9,5                      | 2942-2947     | 24,4                     |
| 1151-1157     | 87,7                     | 1441,6-1444,6 | 8,9                      | 2171,8-2176,8 | 16,0                     |               |                          |

Таблиця 6. Результати спектрального аналізу порід св. Рава-Руська-1

| № з/п | Інтервал  | Na | K | Mg | Ca | Ba | Sz | Mn | Fe | Ti | V | Si | Cu | Ni | Al | Cz |
|-------|-----------|----|---|----|----|----|----|----|----|----|---|----|----|----|----|----|
| 1     | 54,6–58,8 |    |   | 1  | 2  | 1  | 1  |    | 1  | 1  |   | 3  |    |    | 1  |    |
| 2     | 58,8–69,9 |    | 2 | 2  | 3  | 1  | 1  | 1  | 4  |    |   | 3  | 2  | 2  | 3  | 2  |
| 3     | 69,9–82,9 |    |   | 2  | 5  |    | 2  |    | 3  | 1  |   | 2  |    |    | 3  | 1  |
| 4     | 69,9–82,9 | 3  |   | 3  | 5  | 1  | 2  | 1  | 4  | 4  |   | 4  | 2  |    | 4  | 1  |

| № з/п | Інтервал      | Na | K | Mg | Ca | Ba | Sz | Mn | Fe | Ti | V | Si | Cu | Ni | Al | Cz |
|-------|---------------|----|---|----|----|----|----|----|----|----|---|----|----|----|----|----|
| 5     | 82,9–90,0     | 1  |   | 3  | 5  | 1  | 4  | 2  | 4  | 2  |   | 3  | 2  |    | 3  |    |
| 6     | 82,9–90,0     | 1  |   | 2  | 5  | 1  | 2  |    | 3  | 1  |   | 3  |    |    |    |    |
| 7     | 95–97         | 3  | 2 | 3  | 5  | 1  | 1  | 3  | 5  | 3  |   | 4  | 3  | 3  | 3  | 2  |
| 8     | 97,0–102,5    |    |   | 1  | 3  |    | 1  |    | 2  | 1  |   | 2  |    |    | 2  |    |
| 9     | 107,1–113,6   |    | 1 | 3  | 5  | 4  |    | 1  | 3  |    |   | 3  |    |    | 4  |    |
| 10    | 113,6–119,0   |    | 1 | 1  | 2  |    |    | 1  | 3  |    |   | 1  |    |    | 1  |    |
| 11    | 119–124       | 1  | 1 | 3  | 4  |    | 2  |    | 1  | 1  |   | 4  |    |    | 3  |    |
| 12    | 124–129       |    | 1 | 2  | 4  |    | 1  |    | 2  |    |   | 3  |    |    | 2  |    |
| 13    | 129–134       | 2  | 1 | 3  | 5  |    | 2  |    | 4  | 2  |   | 5  |    |    | 4  |    |
| 14    | 134–140       | 2  | 1 | 3  | 5  |    | 1  |    | 3  | 1  |   | 4  |    |    | 3  |    |
| 15    | 140–144       |    | 1 | 1  | 4  |    |    |    |    |    |   | 2  |    |    | 2  |    |
| 16    | 144,0–150,8   |    | 1 | 2  | 4  |    |    |    | 3  |    |   | 4  |    |    | 1  |    |
| 17    | 150,8–156,0   | 2  | 1 | 4  | 5  |    | 1  |    | 4  | 2  |   | 5  |    |    | 5  |    |
| 18    | 161,7–167,9   | 1  | 1 | 3  | 4  |    | 4  |    | 2  | 1  |   | 3  |    |    | 3  |    |
| 19    | 161,7–167,9   |    | 1 | 1  | 3  |    | 2  |    | 1  |    |   | 3  |    |    | 2  |    |
| 20    | 170,0–175,9   |    | 1 | 1  | 4  |    | 1  |    | 1  | 2  |   | 2  |    |    | 2  |    |
| 21    | 175,9–181,7   | 2  | 1 | 3  | 5  |    | 3  | 2  | 5  |    |   | 4  |    |    | 4  |    |
| 22    | 181,7–187,7   | 1  | 1 | 2  | 4  |    | 2  |    | 3  |    |   | 3  |    |    | 3  |    |
| 23    | 1248,5–1254,4 | 4  |   | 4  | 5  | 5  | 2  | 4  | 5  | 5  | 3 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 24    | 1268–1273     | 4  |   | 4  | 5  | 5  | 2  | 4  | 5  | 5  | 3 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 25    | 1290,5–1296,5 | 5  |   | 4  | 5  | 5  | 2  | 5  | 5  | 5  | 4 | 5  | 5  | 3  | 5  | 3  |
| 26    | 1308,6–1314,6 | 4  |   | 4  | 5  | 5  | 2  | 5  | 5  | 5  | 3 | 5  | 4  | 3  | 5  | 3  |
| 27    | 1327–1333     | 5  | 3 | 5  | 5  | 3  | 2  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 3  |
| 28    | 1350–1357     | 4  | 2 | 3  | 5  | 2  | 1  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 3  | 5  | 3  |
| 29    | 1369–1375     | 5  | 2 | 4  | 5  | 3  | 2  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 3  |
| 30    | 1413–1419     | 4  | 2 | 4  | 5  | 3  | 1  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 31    | 1419–1422     | 5  | 2 | 4  | 5  | 3  | 2  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 32    | 1428–1435     | 4  | 2 | 4  | 5  | 3  | 2  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 2  | 3  | 5  | 3  |
| 33    | 1444–1449     | 3  | 1 | 4  | 4  | 2  | 2  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 1  | 2  | 4  | 2  |
| 34    | 1461–1468     | 4  | 1 | 3  | 4  | 2  | 1  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 2  | 2  | 4  | 2  |
| 35    | 1482–1489     | 5  | 2 | 4  | 5  | 3  | 2  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 2  | 3  | 5  | 3  |
| 36    | 1503–1510     | 4  | 2 | 4  | 5  | 2  | 2  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 2  | 3  | 4  | 3  |
| 37    | 1510–1516     | 3  | 2 | 3  | 5  | 2  | 1  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 1  | 3  | 4  | 3  |
| 38    | 1529–1536     | 4  | 3 | 5  | 5  | 1  | 2  | 5  | 5  | 5  | 4 | 5  | 2  | 3  | 5  | 3  |
| 39    | 1548–1554     | 4  | 3 | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 3  | 5  | 3  |
| 40    | 1560,7–1567,0 | 3  | 2 | 5  | 5  | 3  | 2  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 41    | 1579,4–1585,8 | 4  | 2 | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 42    | 1598–1606     | 4  | 3 | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 43    | 1617,8–1622,2 | 4  | 2 | 4  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 44    | 1628,9–1685,7 | 4  | 3 | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |
| 45    | 1649,8–1656,3 | 5  | 2 | 4  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 3  | 3  | 4  | 2  |
| 46    | 1674,4–1680,5 | 4  | 2 | 4  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 3  | 5  | 3  |

Продовження табл. 6

| № з/п | Інтервал      | Na | K | Mg | Ca | Ba | Sz | Mn | Fe | Ti | V | Si | Cu | Ni | Al | Cz |
|-------|---------------|----|---|----|----|----|----|----|----|----|---|----|----|----|----|----|
| 47    | 1691,8–1697,0 | 5  | 2 | 4  | 5  | 4  | 1  | 5  | 4  | 4  | 3 | 5  | 3  | 1  | 4  | 1  |
| 48    | 1701,8–1712,3 | 5  | 2 | 5  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 2  | 4  | 4  |
| 49    | 1712,3–1716,6 | 5  | 2 | 5  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 4  | 4  |
| 50    | 1722,0–1727,4 | 5  | 1 | 5  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 2  | 4  | 3  |
| 51    | 1732,9–1738,1 | 4  | 1 | 5  |    | 4  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 2  | 4  | 3  |
| 52    | 1742,3–1747,1 | 4  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 3  | 5  | 4  |
| 53    | 1751,2–1755,7 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 3  | 5  | 4  |
| 54    | 1751,3–1764,0 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 3  | 5  | 4  |
| 55    | 1768,7–1773,4 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 2  | 5  | 4  |
| 56    | 1782,0–1786,7 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 1  | 5  | 4  |
| 57    | 1794,0–1798,7 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 2  | 5  | 4  |
| 58    | 1806,7–1809,7 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 4  |
| 59    | 1818,5–1823,9 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 3  | 5  | 4  |
| 60    | 1829,4–1884,7 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 3  | 5  | 4  |
| 61    | 1850,0–1855,5 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 4  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 4  |
| 62    | 1870,6–1875,6 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 4  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 4  |
| 63    | 1884,0–1889,5 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 4  |
| 64    | 1900,4–1905,5 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 3  | 5 | 5  | 5  | 3  | 5  | 4  |
| 65    | 1914,8–1919,8 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 3  | 5  | 4  |
| 66    | 1924,8–1929,9 | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 3  | 5  | 4  |
| 67    | 1940–1945     | 5  | 2 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 2  | 5  | 4  |
| 68    | 1955,5–1960,1 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 3  | 2  | 5  | 4  |
| 69    | 1970,2–1975,0 | 5  | 3 | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 2  | 5  | 4  |
| 70    | 1980–1985     | 2  | 2 | 4  | 4  | 3  | 2  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 71    | 1990,1–1994,0 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 2  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 72    | 1998,0–2003,2 | 2  | 1 | 4  | 4  | 2  | 2  | 4  | 5  | 4  | 4 | 4  | 3  | 4  | 3  | 2  |
| 73    | 2014,7–2220,3 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 4  | 3  | 3  |
| 74    | 2030,3–2035,4 | 3  | 2 | 3  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 5  | 4  | 3  | 3  |
| 75    | 2046–2051     | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 4  | 3  | 3  |
| 76    | 2061,2–2066,0 | 3  | 2 | 3  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 4  | 3  | 3  |
| 77    | 2081,3–2096,4 | 3  | 2 | 3  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 3  | 4 | 5  | 4  | 3  | 3  | 2  |
| 78    | 2095,1–2100,1 | 3  | 2 | 4  | 4  | 4  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 5  | 3  | 2  |
| 79    | 2114,9–2120,0 | 2  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 4  | 3  | 2  |
| 80    | 2130,5–2135,5 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 81    | 2145,5–2150,3 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 82    | 2160,7–2166,8 | 2  | 2 | 4  | 4  | 2  | 2  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 4  | 3  | 2  |
| 83    | 2176,8–2181,8 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 5 | 5  | 5  | 5  | 3  | 3  |
| 84    | 2197–2202     | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 85    | 2212–2217     | 3  | 2 | 3  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 3  | 4 | 5  | 4  | 4  | 3  | 2  |
| 86    | 2226,6–2231,6 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 4  | 4  | 3  |
| 87    | 2246,7–2251,7 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 4 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 88    | 2267,1–2272,1 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 4  | 4  | 3  |

Продовження табл. 6

| № з/п | Інтервал      | Na | K | Mg | Ca | Ba | Sz | Mn | Fe | Ti | V | Si | Cu | Ni | Al | Cz |
|-------|---------------|----|---|----|----|----|----|----|----|----|---|----|----|----|----|----|
| 89    | 2287,1–2297,2 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 4  | 4  | 5  | 4  | 5 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 90    | 2307,0–2312,5 | 3  | 2 | 3  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 4  | 5 | 5  | 5  | 4  | 4  | 3  |
| 91    | 2322,4–2326,2 | 3  | 2 | 3  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 5  | 4  | 3  |
| 92    | 2334,2–2338,8 | 3  | 2 | 4  | 4  | 3  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 5  | 4  | 3  |
| 93    | 2363,4–2368,4 | 5  |   | 5  | 5  | 2  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 5  | 2  |
| 94    | 2378,7–2388,7 | 5  |   | 5  | 5  | 2  | 3  | 5  | 5  | 5  | 4 | 5  | 5  | 4  | 5  | 3  |
| 95    | 2398,8–2408,8 | 5  |   | 5  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 5  | 3  |
| 96    | 2418,7–2423,7 | 5  |   | 5  | 5  | 2  | 3  | 5  | 5  | 4  | 5 | 5  | 4  | 4  | 5  | 3  |
| 97    | 2432,4–2437,4 | 5  |   | 5  | 5  | 3  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 4  | 5  | 3  |
| 98    | 2441–2446     | 5  |   | 5  | 5  | 5  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 5  | 3  |
| 99    | 2344,3–2349,8 | 5  |   | 5  | 5  | 3  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 5  | 3  |
| 100   | 2511–2516     | 5  |   | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 5  | 3  | 5  | 2  |
| 101   | 2580–2582     | 5  |   | 5  | 5  | 5  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 5  | 3  |
| 102   | 2673–2677     | 4  |   | 5  | 5  | 4  | 4  | 5  | 5  | 4  | 4 | 5  | 4  | 4  | 5  | 2  |
| 103   | 2699–2708     | 5  |   | 5  | 5  | 5  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 4  | 4  | 5  | 3  |
| 104   | 2768–2772     | 5  |   | 4  | 5  | 4  | 2  | 5  | 5  | 5  | 4 | 5  | 5  | 4  | 5  | 3  |
| 105   | 2807–2811     | 4  |   | 4  | 5  | 2  | 3  | 5  | 5  | 4  | 3 | 5  | 3  | 2  | 5  | 2  |
| 106   | 2852–2856     | 4  |   | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 5  | 4 | 5  | 3  | 2  | 5  | 1  |
| 107   | 2897–2902     | 5  |   | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 5  | 5  | 4  |
| 108   | 2926–2981     | 5  |   | 5  | 5  | 5  | 4  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 4  | 5  | 4  |
| 109   | 2942–2947     | 5  |   | 5  | 5  | 4  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5 | 5  | 5  | 5  | 5  | 5  |

Таблиця 7. Результати визначення вуглецю ОР порід св. Рава-Руська-1

| Інтервал      | Порода  | Вік            | Вуглець ОР          |                        |                      |
|---------------|---------|----------------|---------------------|------------------------|----------------------|
|               |         |                | С <sub>запшк.</sub> | С <sub>використ.</sub> | С <sub>сперин.</sub> |
| 58,8–69,9     | Мергель | K <sub>2</sub> | 0,42                | 0,26                   | 0,68                 |
| 212,3–218,5   | “       | “              | 0,57                | 0,37                   | 0,94                 |
| 313,7–320,0   | “       | “              | 0,26                | 0,26                   | 0,52                 |
| 357,4–364,0   | “       | “              | 0,39                | 0,20                   | 0,59                 |
| 407,5–412,9   | “       | “              | 0,30                | 0,21                   | 0,51                 |
| 478,5–485,0   | “       | “              | 0,15                | 0,14                   | 0,29                 |
| 537,2–543,7   | “       | “              | 0,27                | 0,12                   | 0,39                 |
| 583,3–589,8   | “       | “              | 0,26                | 0,18                   | 0,44                 |
| 635,5–642,0   | “       | “              | 0,20                | 0,18                   | 0,38                 |
| 1333–1339     | Аргіліт | D <sub>1</sub> | 0,10                | 0,89                   | 0,99                 |
| 1350,7–1357,0 | “       | “              | 0,42                | 0,85                   | 1,27                 |
| 1369,5–1375,5 | “       | “              | 0,23                | 0,87                   | 1,10                 |
| 1382,6–1388,7 | “       | “              | 0,41                | 0,96                   | 1,37                 |
| 1401–1407     | “       | “              | 0,22                | 0,84                   | 1,06                 |
| 1441,8–1444,6 | “       | “              | 0,30                | 1,00                   | 1,30                 |
| 1461,8–1468,9 | “       | “              | 0,32                | 0,81                   | 1,13                 |
| 1482,9–1489,9 | “       | “              | 0,32                | 0,70                   | 1,02                 |

Продовження табл. 7

| Інтервал      | Порода | Вік | Вуглець ОР           |                        |                      |
|---------------|--------|-----|----------------------|------------------------|----------------------|
|               |        |     | С <sub>зданшк.</sub> | С <sub>використ.</sub> | С <sub>спривн.</sub> |
| 1510,3–1516,0 | “      | “   | 0,23                 | 1,02                   | 1,25                 |
| 1522,2–1529,8 | “      | “   | 0,17                 | 0,96                   | 1,13                 |
| 1529,8–1536,0 | “      | “   | 0,19                 | 0,65                   | 0,84                 |
| 1536,0–1542,3 | “      | “   | 0,47                 | 0,54                   | 1,01                 |
| 1554,6–1560,7 | “      | “   | 0,12                 | 0,84                   | 0,96                 |
| 1579,4–1585,8 | “      | “   | 0,46                 | 0,74                   | 1,20                 |
| 1598,5–1605,1 | “      | “   | 0,26                 | 1,00                   | 1,28                 |
| 1617,8–1622,2 | “      | “   | 0,40                 | 0,77                   | 1,17                 |
| 1649,8–1656,3 | “      | “   | 0,27                 | 0,74                   | 1,01                 |
| 1674,4–1680,5 | “      | “   | 0,59                 | 0,79                   | 1,38                 |
| 1691,8–1697,8 | “      | “   | 0,45                 | 0,89                   | 1,34                 |
| 1722,0–1727,4 | “      | “   | 0,45                 | 0,99                   | 1,44                 |
| 1742,3–1747,1 | “      | “   | 0,29                 | 0,94                   | 1,23                 |
| 1759,8–1764,0 | “      | “   | 0,44                 | 0,83                   | 1,27                 |
| 1768,7–1773,4 | “      | “   | 0,56                 | 0,99                   | 1,55                 |
| 1806,7–1809,7 | “      | “   | 0,47                 | 1,05                   | 1,52                 |
| 1829,4–1834,7 | “      | “   | 0,51                 | 0,91                   | 1,42                 |
| 1850,0–1855,5 | “      | “   | 0,49                 | 0,93                   | 1,42                 |
| 1870,6–1875,6 | “      | “   | 0,26                 | 1,09                   | 1,35                 |
| 1875,6–1879,2 | “      | “   | 0,24                 | 0,96                   | 1,20                 |
| 1900,4–1905,5 | “      | “   | 0,44                 | 1,00                   | 1,44                 |
| 1940–1945     | “      | “   | 0,29                 | 0,95                   | 1,24                 |
| 1955,1–1960,1 | “      | “   | 0,31                 | 0,99                   | 1,30                 |
| 1970,2–1975,2 | “      | “   | 0,25                 | 0,80                   | 1,05                 |
| 1980,2–1985,2 | “      | “   | 0,34                 | 1,04                   | 1,35                 |
| 2003,3–2009,2 | “      | “   | 0,15                 | 0,70                   | 0,85                 |
| 2066,2–2071,2 | “      | “   | 0,15                 | 1,55                   | 1,70                 |
| 2086,4–2090,0 | “      | “   | 0,11                 | 1,42                   | 1,53                 |
| 2105,1–2109,9 | “      | “   | 0,45                 | 1,37                   | 1,82                 |
| 2130,5–2135,5 | “      | “   | 0,61                 | 1,55                   | 2,16                 |
| 2150,3–2155,6 | “      | “   | 0,87                 | 1,64                   | 2,51                 |
| 2155,6–2160,7 | “      | “   | 0,31                 | 1,37                   | 1,68                 |
| 2171,8–2176,8 | “      | “   | 0,09                 | 1,09                   | 1,18                 |
| 2197–2202     | “      | “   | 0,64                 | 1,40                   | 2,04                 |
| 2217,0–2221,3 | “      | “   | 0,88                 | 0,98                   | 1,88                 |
| 2221,3–2226,6 | “      | “   | 0,60                 | 0,87                   | 1,47                 |
| 2241,8–2246,7 | “      | “   | 0,54                 | 1,49                   | 2,03                 |
| 2277,1–2282,1 | “      | “   | 0,56                 | 1,32                   | 1,88                 |
| 2312,5–2315,3 | “      | “   | 0,75                 | 1,59                   | 2,34                 |
| 2398,4–2373,8 | “      | “   | 0,66                 | 1,20                   | 1,88                 |
| 2398,8–2403,8 | “      | “   | 0,69                 | 1,26                   | 1,89                 |

Продовження табл. 7

| Інтервал      | Порода | Вік | Вуглець ОР          |                        |                     |
|---------------|--------|-----|---------------------|------------------------|---------------------|
|               |        |     | С <sub>зашик.</sub> | С <sub>використ.</sub> | С <sub>перин.</sub> |
| 2437,4–2438,8 | “      | “   | 0,64                | 1,31                   | 1,95                |
| 2441–2446     | “      | “   | 1,05                | 1,25                   | 2,40                |
| 2467–2470     | “      | “   | 1,04                | 1,41                   | 2,51                |
| 2486–2491     | “      | “   | 0,97                | 1,22                   | 2,19                |
| 2511–2516     | “      | “   | 0,92                | 1,24                   | 2,16                |
| 2535–2539     | “      | “   | 0,50                | 1,41                   | 1,91                |
| 2580–2582     | “      | “   | 0,94                | 1,24                   | 2,18                |
| 2602–2605     | “      | “   | 0,69                | 0,70                   | 1,39                |
| 2622–2625     | “      | “   | 0,81                | 1,30                   | 2,11                |
| 2649–2653     | “      | “   | 0,44                | 0,74                   | 1,18                |
| 2673–2677     | “      | “   | 0,49                | 1,20                   | 1,69                |
| 2699–2703     | “      | “   | 0,51                | 1,29                   | 1,80                |
| 2745–2748     | “      | “   | 0,53                | 1,30                   | 1,83                |
| 2768–2772     | “      | “   | 0,18                | 1,59                   | 1,77                |
| 2807–2811     | “      | “   | 0,55                | 1,20                   | 1,75                |
| 2838–2841     | “      | “   | 0,27                | 1,42                   | 1,69                |
| 2867–2871     | “      | “   | 0,11                | 0,80                   | 0,91                |
| 2897–2902     | “      | “   | 0,64                | 2,24                   | 2,88                |
| 2912–2916     | “      | “   | 0,53                | 2,15                   | 2,68                |
| 2926–2931     | “      | “   | 0,64                | 2,02                   | 2,86                |

Таблиця 8. Результати визначення бігумінозності, органічного вуглецю і гумінових кислот порід св. Рава-Руська-1

| Інтервал    | % нерозчин. в НСІ залишку | % бігуму екстрагованого хлороформом | % бігуму екстрагованого бензолом | % гумінових кислот | % нерозчин. Сорг.    |           |
|-------------|---------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------|-----------|
|             |                           |                                     |                                  |                    | на нерозчин. залишок | на породу |
| 53,8–69,9   | 32,47                     |                                     | не виділ.                        | 0,13               | 1,29                 | 0,42      |
| 69,9–82,9   | 47,67                     |                                     | “                                | 0,79               | 1,50                 | 0,72      |
| 97,0–102,5  | 82,67                     |                                     | “                                | 0,88               | 1,05                 | 0,67      |
| 119–124     | 63,85                     |                                     | “                                | 0,65               | 1,59                 | 1,02      |
| 134–140     | 68,18                     |                                     | “                                | 0,83               | 1,40                 | 0,98      |
| 156,0–161,7 | 68,32                     |                                     | сліди                            | 0,80               | 0,86                 | 0,57      |
| 175,9–181,7 | 64,24                     |                                     | “                                | 0,87               | 0,86                 | 0,55      |
| 194,3–200,3 | 49,17                     |                                     | “                                | 0,29               | 1,05                 | 0,52      |
| 218,5–224,7 | 58,30                     |                                     | “                                | 0,24               | 0,75                 | 0,44      |
| 241,0–247,1 | 31,18                     |                                     | “                                | 0,23               | 0,81                 | 0,42      |
| 256,1–261,6 | 32,22                     |                                     | “                                | 0,32               | 0,91                 | 0,48      |
| 278,8–283,3 | 65,65                     |                                     | “                                | 0,29               | 1,01                 | 0,65      |
| 297,4–301,2 | 66,40                     |                                     | “                                | 0,25               | 0,52                 | 0,35      |
| 313,7–320,0 | 47,75                     |                                     | “                                | 0,27               | 0,55                 | 0,26      |
| 338,9–345,1 | 37,56                     |                                     | “                                | 0,30               | 0,79                 | 0,30      |

Продовження табл. 8

| Інтервал      | % нерозчин. в НСІ залишку | % бігуму екстрагованого хлороформом | % бігуму екстрагованого бензолом | % гу-мінних кислот | % нерозчин. Сорг.    |           |
|---------------|---------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------|-----------|
|               |                           |                                     |                                  |                    | на нерозчин. залишок | на породу |
| 357,4–364,0   | 30,91                     |                                     | “                                | 0,24               | 1,06                 | 0,39      |
| 376,1–382,1   | 31,44                     |                                     | “                                | 0,05               | 0,64                 | 0,20      |
| 407,5–412,9   | 38,39                     |                                     | “                                | 0,05               | 0,78                 | 0,30      |
| 412,9–419,9   | 36,67                     |                                     | “                                | 0,25               | 0,66                 | 0,24      |
| 439,4–445,9   | 34,29                     |                                     | “                                | 0,17               | 0,80                 | 0,27      |
| 459,1–465,6   | 27,49                     |                                     | “                                | 0,15               | 0,41                 | 0,12      |
| 478,5–485,0   | 24,14                     |                                     | “                                | 0,10               | 0,62                 | 0,15      |
| 497,9–504,4   | 25,62                     |                                     | “                                | 0,05               | 1,28                 | 0,33      |
| 517,5–524,0   | 28,24                     |                                     | “                                | 0,06               | 0,50                 | 0,11      |
| 537,2–543,7   | 39,70                     |                                     | “                                | 0,02               | 0,67                 | 0,27      |
| 557,2–563,7   | 39,39                     |                                     | “                                | 0,03               | 0,42                 | 0,17      |
| 583,3–589,8   | 42,10                     |                                     | “                                | 0,02               | 0,61                 | 0,26      |
| 596,3–602,5   | 44,88                     |                                     | “                                | 0,03               | 0,64                 | 0,29      |
| 615,8–622,3   | 33,85                     |                                     | “                                | 0,01               | 0,64                 | 0,22      |
| 635,8–642,0   | 39,03                     |                                     | “                                | 0,14               | 0,52                 | 0,20      |
| 655,5–661,6   | 11,77                     |                                     | “                                | 0,06               | 0,69                 | 0,08      |
| 661,6–664,1   | 17,91                     | 0,10                                | 0,02                             | 0,03               | 0,66                 | 0,12      |
| 695,8–701,6   | 12,71                     | 0,03                                | 0,03                             | 0,02               | 0,46                 | 0,06      |
| 719,3–735,3   | 18,73                     | 0,03                                | 0,03                             | сліди              | 0,42                 | 0,08      |
| 770,3–776,8   | 8,84                      | 0,04                                | 0,02                             | 0,02               | 0,63                 | 0,06      |
| 797,4–803,3   | 11,73                     | 0,03                                | 0,02                             | 0,02               | 0,54                 | 0,06      |
| 818,2–831,2   | 11,67                     | 0,03                                | 0,02                             | 0,02               | 1,37                 | 0,16      |
| 834,6–840,6   | 6,10                      | 0,01                                | 0,02                             | 0,01               | 0,51                 | 0,03      |
| 858,5–864,5   | 5,18                      | 0,03                                | 0,01                             | 0,01               | 0,71                 | 0,04      |
| 877,0–883,1   | 8,08                      | 0,01                                | 0,03                             | 0,02               | 1,94                 | 0,06      |
| 927,0–930,7   | 0,69                      | 0,01                                | 0,01                             | 0,01               | 3,29                 | 0,02      |
| 941,7–947,9   | 0,94                      | сліди                               | 0,02                             | 0,01               | 3,29                 | 0,03      |
| 986–972       | 0,39                      | 0,02                                | 0,02                             | 0,01               | 19,20                | 0,07      |
| 979–985       | 0,85                      | 0,03                                | 0,03                             | 0,01               | 7,22                 | 0,06      |
| 1004,8–1008,0 | 10,33                     | сліди                               | 0,02                             | 0,09               | 1,18                 | 0,12      |
| 1018,4–1024,0 | 50,43                     | 0,03                                | 0,05                             | сліди              | 0,61                 | 0,31      |
| 1046,0–1052,3 | 14,51                     | 0,01                                | 0,06                             | 0,07               | 0,99                 | 0,14      |
| 1086,2–1090,5 | 6,61                      | 0,01                                | 0,03                             | 0,03               | 1,84                 | 0,12      |
| 1112,3–1116,4 | 10,54                     | 0,01                                | 0,04                             | 0,06               | 1,50                 | 0,16      |
| 1174,0–1177,8 | 14,82                     | 0,01                                | 0,04                             | 0,02               | 1,16                 | 0,17      |
| 1187,5–1192,6 | 12,15                     | 0,12                                | 0,11                             | -                  | 6,10                 | 0,74      |
| 1211,2–1217,8 | 88,87                     | сліди                               | 0,01                             | -                  | 0,24                 | 0,21      |
| 1224,3–1231,0 | 97,62                     | 0,12                                | 0,19                             | -                  | 2,64                 | 2,57      |
| 1234,0–1236,4 | 79,12                     | 0,05                                | 0,23                             | -                  | 0,41                 | 0,32      |
| 1248,5–1254,4 | 86,37                     | 0,06                                | 0,10                             | -                  | 0,48                 | 0,37      |



| Інтервал      | % нерозчин. в НСІ залишку | % бігуму екстрагованого хлороформом | % бігуму екстрагованого бензолом | % гу-мінних кислот | % нерозчин. Сорг.    |           |
|---------------|---------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------|-----------|
|               |                           |                                     |                                  |                    | на нерозчин. залишок | на породу |
| 1268–1273     | 78,25                     | 0,40                                | 0,01                             | -                  | 0,47                 | 0,37      |
| 1290,5–1296,5 | 80,75                     | 0,05                                | 0,12                             | -                  | 0,47                 | 0,38      |
| 1308,0–1314,6 | 78,00                     | 0,04                                | 0,04                             | -                  | 0,42                 | 0,33      |
| 1327–1333     | 88,12                     | 0,04                                | 0,10                             | -                  | 0,40                 | 0,33      |
| 1333–1339     | 76,44                     | 0,04                                | 0,08                             | -                  | 0,13                 | 0,10      |
| 1350,7–1357,0 | 75,06                     | 0,06                                | 0,01                             | -                  | 0,56                 | 0,42      |
| 1369,5–1375,5 | 78,64                     | 0,07                                | 0,09                             | -                  | 0,30                 | 0,23      |
| 1382,6–1388,7 | 77,40                     | 0,65                                | 0,12                             | -                  | 0,53                 | 0,41      |
| 1401–1407     | 74,80                     |                                     |                                  | -                  | 0,80                 | 0,22      |
| 1413,0–1419,6 | 81,00                     | 0,06                                | 0,07                             | -                  | 0,50                 | 0,41      |
| 1422,2–1428,2 | 81,00                     | 0,06                                | 0,09                             | -                  | 0,39                 | 0,32      |
| 1441,6–1444,6 | 81,40                     | 0,05                                | 0,10                             | -                  | 0,37                 | 0,30      |
| 1461,8–1468,9 | 82,36                     | 0,03                                | 0,05                             | -                  | 0,59                 | 0,32      |
| 1482,9–1489,9 | 80,88                     | 0,02                                | 0,06                             | -                  | 0,40                 | 0,32      |
| 1510,3–1516,0 | 80,60                     | 0,02                                | 0,06                             | -                  | 0,29                 | 0,23      |
| 1516,0–1522,2 | 81,32                     | 0,09                                | 0,10                             | -                  | 0,33                 | 0,27      |
| 1522,2–1529,8 | 74,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,23                 | 0,17      |
| 1529,8–1536,0 | 72,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,26                 | 0,19      |
| 1536,0–1542,8 | 82,30                     | 0,01                                | 0,33                             | -                  | 0,57                 | 0,47      |
| 1554,6–1560,7 | 72,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,17                 | 0,12      |
| 1560,7–1567,0 | 72,10                     | 0,05                                | 0,03                             | -                  | 0,38                 | 0,27      |
| 1579,4–1585,8 | 86,54                     | 0,07                                | 0,04                             | -                  | 0,46                 | 0,40      |
| 1598,5–1605,1 | 84,40                     | 0,13                                | 0,08                             | -                  | 0,31                 | 0,28      |
| 1617,8–1622,2 | 79,36                     | 0,01                                | 0,08                             | -                  | 0,51                 | 0,40      |
| 1649,8–1656,3 | 75,80                     | 0,02                                | 0,05                             | -                  | 0,35                 | 0,27      |
| 1674,4–1680,5 | 83,80                     | 0,05                                | 0,04                             | -                  | 0,70                 | 0,59      |
| 1691,8–1697,8 | 79,74                     | 0,05                                | 0,03                             | -                  | 0,56                 | 0,45      |
| 1701,8–1708,3 | 64,04                     | сліди                               | 0,07                             | -                  | 0,42                 | 0,27      |
| 1712,3–1716,6 | 70,52                     | -                                   | 0,05                             | -                  | 0,37                 | 0,26      |
| 1723,0–1727,4 | 73,80                     | -                                   | 0,05                             | -                  | 0,62                 | 0,45      |
| 1742,3–1747,1 | 78,80                     | 0,06                                | 0,07                             | -                  | 0,37                 | 0,29      |
| 1751,2–1755,7 | 78,20                     | -                                   | 0,04                             | -                  | 0,44                 | 0,34      |
| 1759,8–1764,0 | 76,50                     | -                                   | 0,04                             | -                  | 0,58                 | 0,44      |
| 1768,7–1773,3 | 73,90                     | -                                   | 0,03                             | -                  | 0,76                 | 0,56      |
| 1782,2–1786,7 | 70,20                     | -                                   | 0,03                             | -                  | 0,32                 | 0,22      |
| 1794,0–1798,7 | 74,18                     | -                                   | 0,03                             | -                  | 0,45                 | 0,33      |
| 1806,7–1809,7 | 76,60                     | -                                   | 0,03                             | -                  | 0,61                 | 0,47      |
| 1818,5–1823,9 | 82,24                     | -                                   | 0,05                             | -                  | 0,53                 | 0,44      |
| 1829,4–1834,7 | 79,24                     | -                                   | 0,08                             | -                  | 0,64                 | 0,51      |
| 1850,0–1855,5 | 75,84                     | -                                   | 0,05                             | -                  | 0,65                 | 0,49      |

Продовження табл. 8

| Інтервал      | % нерозчин. в НСІ залишку | % бігуму екстрагованого хлороформом | % бігуму екстрагованого бензолом | % гу-мінних кислот | % нерозчин. Сорг.    |           |
|---------------|---------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------|-----------|
|               |                           |                                     |                                  |                    | на нерозчин. залишок | на породу |
| 1870,6–1875,6 | 74,70                     | -                                   | 0,07                             | -                  | 0,35                 | 0,26      |
| 1875,6–1879,2 | 58,30                     | -                                   | 0,07                             | -                  | 0,41                 | 0,24      |
| 1881,2–1889,6 | 80,74                     | -                                   | 0,04                             | -                  | 0,40                 | 0,32      |
| 1900,4–1905,5 | 83,76                     | -                                   | 0,06                             | -                  | 0,53                 | 0,44      |
| 1910,5–1914,8 | 74,34                     | -                                   | 0,05                             | -                  | 0,32                 | 0,24      |
| 1924,8–1929,9 | 82,8                      | -                                   | 0,04                             | -                  | 0,88                 | 0,68      |
| 1940–1945     | 73,34                     | -                                   | 0,04                             | -                  | 0,39                 | 0,29      |
| 1955,1–1960,1 | 71,48                     | -                                   | 0,04                             | -                  | 0,43                 | 0,31      |
| 1970,2–1975,2 | 75,04                     | -                                   | 0,08                             | -                  | 0,33                 | 0,25      |
| 1980,2–1985,2 | 89,7                      | 0,05                                | 0,05                             | -                  | 0,38                 | 0,34      |
| 1994,1–1998,2 | 73,92                     | 0,06                                | 0,05                             | -                  | 0,25                 | 0,20      |
| 2003,3–2009,2 | 77,1                      |                                     |                                  | -                  | 0,20                 | 0,15      |
| 2009,2–2014,7 | 88,64                     | 0,06                                | 0,06                             | -                  | 0,47                 | 0,42      |
| 2020,2–2024,8 | 72,00                     | 0,04                                | 0,04                             | -                  | 0,31                 | 0,22      |
| 2030,3–2035,4 | 78,64                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 0,36                 | 0,28      |
| 2040,5–2046,0 | 79,10                     | 0,05                                | 0,04                             | -                  | 0,41                 | 0,32      |
| 2056,1–2061,2 | 68,48                     | 0,05                                | 0,07                             | -                  | 0,51                 | 0,35      |
| 2066,2–2071,2 | 63,60                     |                                     |                                  | -                  | 0,24                 | 0,15      |
| 2071,2–2075,4 | 81,72                     | 0,05                                | 0,06                             | -                  | 0,72                 | 0,26      |
| 2081,3–2086,4 | 78,54                     | 0,05                                | 0,12                             | -                  | 0,56                 | 0,11      |
| 2086,4–2090,0 | 77,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,25                 | 0,44      |
| 2095,1–2100,1 | 78,64                     | 0,04                                | 0,07                             | -                  | 0,82                 | 0,60      |
| 2105,1–2109,9 | 70,86                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 0,63                 | 0,45      |
| 2120–2125     | 75,34                     | 0,04                                | 0,10                             | -                  | 1,07                 | 0,81      |
| 2130,0–2135,5 | 78,70                     | 0,03                                | 0,10                             | -                  | 0,78                 | 0,61      |
| 2145,5–2150,3 | 70,28                     | 0,06                                | 0,10                             | -                  | 1,53                 | 1,08      |
| 2150,3–2155,6 | 73,00                     |                                     |                                  | -                  | 1,19                 | 0,87      |
| 2155,6–2160,7 | 77,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,40                 | 0,31      |
| 2160,7–2166,8 | 70,40                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 1,15                 | 0,81      |
| 2171,8–2176,8 | 79,70                     |                                     |                                  | -                  | 0,11                 | 0,09      |
| 2181,8–2187,0 | 71,18                     | 0,03                                | 0,07                             | -                  | 0,56                 | 0,40      |
| 2197–2202     | 78,90                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 0,81                 | 0,64      |
| 2207–2215     | 70,30                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 0,58                 | 0,41      |
| 2217–2221     | 72,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,95                 | 0,88      |
| 2221,3–2226,6 | 77,60                     | 0,03                                | 0,01                             | -                  | 0,77                 | 0,60      |
| 2231,6–2236,6 | 70,88                     | 0,03                                | 0,02                             | -                  | 0,65                 | 0,46      |
| 2241,8–2246,7 | 77,00                     |                                     |                                  | -                  | 0,71                 | 0,54      |
| 2246,7–2251,7 | 81,00                     | 0,06                                | 0,08                             | -                  | 1,19                 | 0,96      |
| 2262,1–2267,1 | 88,08                     | 0,03                                | 0,03                             | -                  | 0,61                 | 0,54      |
| 2277,1–2282,1 | 84,00                     | 0,03                                | 0,06                             | -                  | 0,67                 | 0,56      |

| Інтервал      | % нерозчин. в НСІ залишку | % бігуму екстрагованого хлороформом | % бігуму екстрагованого бензолом | % гу-мінних кислот | % нерозчин. Сорг.    |           |
|---------------|---------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------|-----------|
|               |                           |                                     |                                  |                    | на нерозчин. залишок | на породу |
| 2292,2–2297,2 | 86,94                     | 0,05                                | 0,04                             | -                  | 0,86                 | 0,75      |
| 2312,5–2315,3 | 91,74                     | 0,05                                | 0,03                             | -                  | 0,82                 | 0,75      |
| 2326,6–2329,2 | 82,00                     | 0,03                                | 0,03                             | -                  | 0,65                 | 0,58      |
| 2334,2–2338,3 | 76,40                     | 0,02                                | 0,05                             | -                  | 0,70                 | 0,61      |
| 2344,3–2349,3 | 83,45                     | від.                                | 0,36                             | -                  | 0,72                 | 0,60      |
| 2353,4–2358,5 | 80,00                     | від.                                | 0,21                             | -                  | 1,34                 | 1,07      |
| 2368,4–2373,8 | 86,30                     | від.                                | 0,13                             | -                  | 0,76                 | 0,66      |
| 2383,7–2388,7 | 87,20                     | сліди                               | 0,36                             | -                  | 0,77                 | 0,67      |
| 2398,8–2403,8 | 82,94                     | сліди                               | 0,28                             | -                  | 0,76                 | 0,68      |
| 2413,7–2418,7 | 77,40                     | від.                                | 0,36                             | -                  | 1,25                 | 0,97      |
| 2423,7–2428,7 | 62,80                     | від.                                | 0,15                             | -                  | 1,37                 | 0,86      |
| 2437,4–2438,4 | 84,20                     | сліди                               | 0,14                             | -                  | 0,76                 | 0,64      |
| 2441–2446     | 81,24                     | 0,02                                | 0,06                             | -                  | 1,42                 | 1,15      |
| 2467–2470     | 79,84                     | 0,06                                | 0,07                             | -                  | 1,31                 | 1,04      |
| 2486–2491     | 78,50                     | 0,07                                | 0,07                             | -                  | 1,24                 | 0,97      |
| 2511–2516     | 75,76                     | 0,03                                | 0,04                             | -                  | 1,21                 | 0,92      |
| 2535–2539     | 79,80                     | 0,04                                | 0,07                             | -                  | 0,68                 | 0,50      |
| 2580–2582     | 75,15                     | 0,04                                | 0,05                             | -                  | 1,25                 | 0,94      |
| 2602–2605     | 67,80                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 1,02                 | 0,69      |
| 2622–2625     | 61,09                     | 0,02                                | 0,04                             | -                  | 1,33                 | 0,81      |
| 2649–2653     | 53,05                     |                                     |                                  | -                  | 0,83                 | 0,44      |
| 2673–2677     | 73,70                     | 0,002                               | 0,03                             | -                  | 0,67                 | 0,49      |
| 2699–2703     | 73,42                     | сліди                               | 0,02                             | -                  | 0,69                 | 0,51      |
| 2745–2748     | 73,08                     | сліди                               | 0,07                             | -                  | 0,73                 | 0,53      |
| 2768–2772     | 76,40                     | 0,02                                | 0,03                             | -                  | 0,21                 | 0,18      |
| 2778–2781     | 57,50                     | 0,06                                | 0,02                             | -                  | 0,82                 | 0,47      |
| 2807–2811     | 80,54                     | сліди                               | 0,04                             | -                  | 0,68                 | 0,55      |
| 2822–2827     | 81,60                     | сліди                               | 0,03                             | -                  | 0,64                 | 0,52      |
| 2833–2841     | 83,50                     | 0,003                               | 0,03                             | -                  | 0,32                 | 0,27      |
| 2852–2856     | 77,84                     | сліди                               | 0,03                             | -                  | 0,89                 | 0,69      |
| 2867–2871     | 22,80                     | сліди                               | 0,01                             | -                  | 0,55                 | 0,11      |
| 2888,5–2893,0 | 46,74                     | сліди                               | 0,04                             | -                  | 2,72                 | 1,27      |
| 2897–2902     | 80,02                     | сліди                               | 0,06                             | -                  | 0,80                 | 0,64      |
| 2912–2916     | 78,24                     | сліди                               | 0,06                             | -                  | 0,68                 | 0,53      |
| 2926–2931     | 78,60                     | 0,01                                | 0,08                             | -                  | 0,82                 | 0,64      |
| 2957–2980     | 79,71                     | 0,23                                | 0,23                             | -                  |                      | 0,96      |

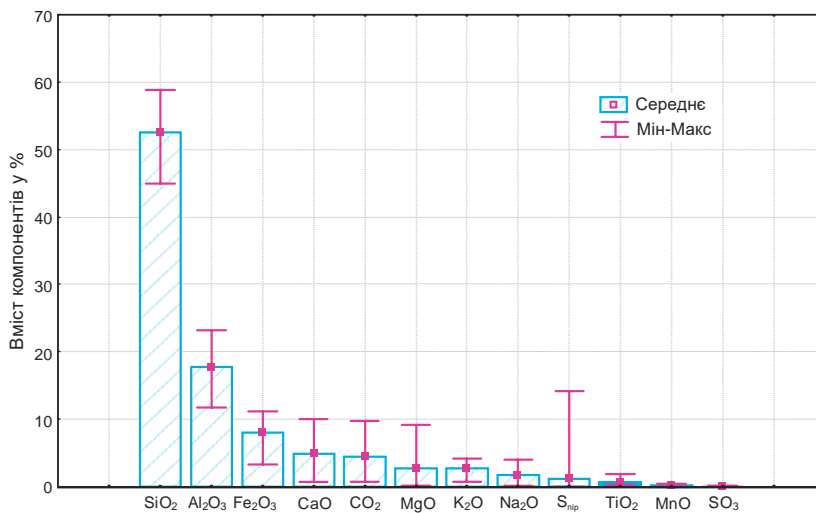


Рис. 3. Розподіл вмісту компонентів в % на повітряно-суху породу св. Рава-Руська-1

## ВІДОМОСТІ ПРО АВТОРІВ

**Бодак Василь Петрович** – науковий співробітник відділення «Карпатський центр» ДП «Науканафтогаз» НАК «Нафтогаз України»

**Дригант Данило Михайлович** – головний науковий співробітник Державного природознавчого музею НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук

**Колтун Юрій Володимирович** – старший науковий співробітник відділу седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, доктор геологічних наук

**Крупський Юрій Зиновійович** – головний науковий співробітник ДП «Науканафтогаз» НАК «Нафтогаз України», доктор геологічних наук

**Куровець Ігор Михайлович** – завідувач відділу проблем нафтової геофізики Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник

**Куровець Сергій Сергійович** – докторант кафедри геології та розвідки нафтових і газових родовищ Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу, кандидат геологічних наук, доцент

**Михайлов Володимир Альбертович** – декан геологічного факультету, завідувач кафедри геології родовищ корисних копалин Київського національного університету імені Тараса Шевченка, доктор геологічних наук, професор

**Сеньковський Юрій Миколайович** – член-кореспондент НАН України, завідувач відділом седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук, професор

**Чепіль Володимир Петрович** – аспірант Інституту геологічних наук НАН України

**Чепіль Петро Михайлович** – завідувач відділу НАК «Нафтогаз України», кандидат геолого-мінералогічних наук

**Шлапінський Володимир Євгенович** – провідний інженер відділу геології нафти і газу Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України

Н57 **Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: монографія. У 8 кн. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон / [Крупський Ю.З. та ін.] ; Нац. акціонерна компанія «Нафтогаз України» та ін. – К. : Ніка-Центр, 2014. – 400 с.**  
ISBN 978-966-521-649-0

Проведено узагальнення, аналіз та вивчення геологічної будови можливих покладів вуглеводнів, пов'язаних із чорносланцевими товщами, та газу із ущільнених колекторів Західного нафтогазоносного регіону. Виділені ділянки, перспективні на сланцевий газ в нижньопалеозойських відкладах на території Волино-Поділля (Рава-Русько-Крехівська, Белзька, Східноліщинська, Давидівська та Байраківська). Оцінені перспектив газоносності ущільнених порід-колекторів відкладів кембрію Волино-Поділля та олігоцену зони Кросно і Скибової зони Українських Карпат. Дана оцінка нафтогазогенераційного потенціалу менілітової світи олігоцену Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та Складчастих Карпат. Підраховані прогнозні ресурси виділених ділянок.

Книга призначена для геологів, науковців, викладачів та студентів геологічних та гірничих спеціальностей.

УДК 550.8  
ББК 26.34

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

## НЕТРАДИЦІЙНІ ДЖЕРЕЛА ВУГЛЕВОДНІВ УКРАЇНИ

Монографія

У восьми книгах

Книга II

### ЗАХІДНИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН

БОДЛАК Василь Петрович  
ДРИГАНТ Данило Михайлович  
КОЛТУН Юрій Володимирович  
КРУПСЬКИЙ Юрій Зиновійович  
КУРОВЕЦЬ Ігор Михайлович  
КУРОВЕЦЬ Сергій Сергійович  
МИХАЙЛОВ Володимир Альбертович  
СЕНЬКОВСЬКИЙ Юрій Миколайович  
ЧЕПЛЬ Володимир Петрович  
ЧЕПЛЬ Петро Михайлович  
ШЛАПІНСЬКИЙ Володимир Євгенович

Коректори *О.В.Попова, О.С.Петренко*

Оригінал-макет *О.В.Гашенко*

Підписано до друку 03.03.2014. Формат 70х100/16. Папір крейдований.  
Друк офсетний. Умовн. друк. арк. 32,35. Тираж 500 пр. Зам. № 139.

ТОВ НВП «Ніка-Центр». 01135, Київ-135, а/с 192;  
т./ф. (044) 39-011-39; e-mail: psyhea9@gmail.com; www.nika-centre.kiev.ua  
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів  
видавничої справи ДК №1399 від 18.06.2003

Віддруковано у ТОВ «Друкарня «Рута».  
м. Кам'янець-Подільський, вул. Князів Коріатовичів, 11  
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру  
суб'єктів видавничої справи ДК №4060 від 29.04.2011