

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН**

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН**

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Гавришків Галина Ярославівна

УДК 551.763:553.981(477.8)

**МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПАЛЕОЦЕНОВИХ
ВІДКЛАДІВ БЕРЕГОВОЇ І ОРІВСЬКОЇ СКИБ
УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ
В АСПЕКТІ ЇХ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ**

Спеціальність 04.00.17 – геологія нафти і газу

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело
Г.Я. Гавришків

Науковий керівник
Радковець Наталія Ярославівна
доктор геологічних наук,
старший науковий співробітник

Львів – 2019 рік

АНОТАЦІЯ

Гавришків Г.Я. Мінералого-петрографічні особливості палеоценових відкладів Берегової і Орівської скиб Українських Карпат в аспекті їх нафтогазоносності. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.17 «Геологія нафти і газу». – Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, 2019.

Дисертаційна робота присвячена дослідженню мінералого-петрографічних особливостей палеоценових відкладів ямненської світи дослідженої території, та з'ясуванню перспектив їх нафтогазоносності.

На основі аналізу петрографічного складу порід палеоценового віку та за характером їх поширення проведено типізацію розрізів, з'ясовано літолого-фаціальну мінливість палеоценової товщі та виділено піщані, алевролітові і аргілітові поля в межах дослідженої території.

Встановлено, що найперспективнішим з точки зору присутності в розрізі потенційних колекторів нафти і газу є I поле, яке знаходиться у північно-західній частині дослідженої території. В межах цього поля знаходиться Стрільбицьке нафтове родовище. Розріз ямненської світи палеоцену представлений тут в основному пісковиками (> 50 % розрізу). Пісковики середньо та грубозернисті з максимальними показниками абсолютної пористості 18 %, а відкритої – 16 %.

II поле теж є перспективним, в межах цього поля знаходяться два відомих родовища – нафтове Східницьке та нафтогазоконденсатне Тянівське. Цей тип розрізу включає в себе ділянки поширення як пісковиків так і алевролітів, які значно переважають у розрізі над аргілітами, максимальні значення абсолютної пористості сягають 14 %, а відкритої 12 %.

III поле тяжіє до південно-східної частини дослідженої території. Загалом він характеризується домінуванням алевролітів у розрізі і лише на

невеликій ділянці переважають пісковики, максимальні значення абсолютної пористості цих порід сягають, як і в межах II поля – 14 %, а відкритої 12 %. В межах поля III теж знаходиться нафтогазоконденсатне родовище – Битків-Бабченське.

IV поле є найменшим за розміром і найменш перспективним. Розташоване в центральній частині району досліджень. Тут серед порід палеоцену найпоширенішими у розрізі є аргіліти, із максимальною відкритою пористістю 3%. У піщаних аргілітах та алевролітах відкрита пористість сягає 8%. Це найменші показники у порівнянні з полями I-III, проте, все ж достатні, щоб можна було вважати, що це поле є теж перспективним для пошуків вуглеводнів. В межах цього поля немає відкритих родовищ.

В межах полів I-III вперше виділено ділянки поширення потенційних літологічно екранованих пасток вуглеводнів у зоні, де відбувається виклинювання пісковиків і натомість у розрізах вони заміщуються аргілітами.

Проведено реконструкцію палеосередовища в палеоценовий час в Карпатському сегменті північної окраїни океану Тетис. Досліджено, що палеоценові відклади утворилися в результаті турбідітного переміщення великої кількості осадів з першого (шельф) на другий (підніжжя континентального схилу) рівень лавинної седиментації, де утворилися потужні підводні конуси виносу – фени.

В результаті переміщення осадів турбідітними потоками відбувалося сортування і розподіл осадів на континентальному схилі. На цій основі було виділено 7 фацій (Ф1-Ф7). Між цими сімома фаціями не можна прокласти чіткої межі, кожна з них плавно переходить в іншу.

На підставі проведених мінералого-петрографічних досліджень можна стверджувати, що потужні псефіто-псамітові та псамітові модулі порід палеоцену ямненської світи є відкладами верхнього фену, які складені відкладами фацій Ф1-Ф4, а піскувато-глинисті – яремчанський строкатий

горизонт і битківські шари є відкладами, які представлені фаціями Ф5 та Ф6 відносяться до середнього фену, а також фацією Ф7, яка належить до нижнього фену.

Побудовано схему літофацій палеоценового конусу виносу дослідженого осадово-породного басейну і палеоокеанографічну карту-схему на палінспастичній основі та на їх основі проаналізовано вплив седиментогенезу на формування потенційних колекторів вуглеводнів.

Досліджено, що в породах палеогенового віку цемент представлений глинистим, змішаним кремнисто-глинистим та карбонатним складом. Високими фільтраційно-ємнісними властивостями найчастіше характеризуються пісковики з гідрослюдистим або кремнисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Породи, які в цементуючій масі містять порівняно вищу кількість вторинних карбонатів характеризуються низькими колекторськими властивостями.

Встановлено у складі глинистої фракції алевро-псамітів ямненської світи змішаношаруваті мінеральні утворення гідрослюда-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу, та встановлено, що породи палеоцену зазнали постседиментційних перетворень етапу мезокатагенезу МК₁–МК₄. Досліджено літогенетичні перетворення та вплив речовинного складу порід палеоцену на їх колекторські властивості та виділено окремі типи порід-колекторів і пов'язані з ними перспективні ділянки для видобутку вуглеводнів.

Виявлено, що найперспективнішою з точки зору потенційних порід-колекторів у відкладах ямненської світи, які представлені загалом пісковиками, є північно-західна частина дослідженої території, де колекторські властивості нафтогазоносних палеоценових відкладів значною мірою визначалися факторами, які сприяли збереженню високих фільтраційно-ємнісних властивостей порід на великих глибинах – товщина пластів та тип цементації кластичного матеріалу.

Наукова новизна отриманих в даній роботі результатів полягає в таких ключових положеннях:

В межах Берегової і Орівської скиб Українських Карпат, на основі вивчення відслонень, кореляційних розрізів, та встановленого вмісту літотипів ямненської світи палеоцену у розрізі, вперше виділено поля з домінуванням піщаного й алевролітового літологічних комплексів – перспективні для пошуків вуглеводнів.

На основі мінералого-петрографічних та рентген-дифрактометричних досліджень відкладів палеоцену, встановлено, що в межах північно-західної частини дослідженої території, переважають потенційні породи-колектори порового типу, в яких високі фільтраційно-ємнісні властивості пов'язані з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Для південно-східної частини – виявлено переважання потенційних порід-колекторів змішаного і тріщинного типів.

Визначальний вплив на домінування у розрізах окремих літологічних типів порід мало джерело надходження глинисто-теригенного матеріалу. Вперше встановлено, що основне джерело зносу грубозернистих піщаних осадів знаходилось на північному заході дослідженого палеобасейну, що й зумовило переважання в осадах псефіто-псамітового матеріалу в цій частині басейну, який поступово заміщувався псамо-алевритовими та пелітовими мулами у південно-східному напрямку.

Виявлено, що за фільтраційно-ємнісними характеристиками найперспективнішою для пошуків вуглеводнів є північно-західна та південно-східна частина дослідженої території, з домінуванням алевро-псамітів, а найменш перспективною – центральна, де переважають у розрізі аргіліти.

В межах перспективних полів, вперше, виділено ділянки поширення потенційних літологічно екранованих пасток вуглеводнів, у зоні де відбувається виклинювання пісковиків і натомість у розрізах вони заміщуються аргілітами.

Отримані результати дослідження палеоценових відкладів Берегової і Орівської скиб Українських Карпат мають *практичне значення*, яке полягає у встановленні окремих типів порід-колекторів та виділенні перспективних полів їх поширення. Це дозволить виробити ефективну стратегію подальших пошуково-розвідувальних робіт на нафту та газ в дослідженому регіоні.

Ключові слова: Берегова і Орівська скиби, палеоцен, літофації, літогенез, породи-колектори, нафтогазоперспективні об'єкти.

SUMMARY

Havryshkiv H.Y. Mineralogical and petrographic features of the Paleocene deposits of the Berehiv and Oriv Nupper of the Ukrainian Carpathians in the context of their oil and gas bearing capacity. – Qualifying scientific work on the rights of the manuscript.

Dissertation on getting a scientific degree of Candidate of geological sciences (doctor of philosophy) on specialty 04.00.17 "Oil and gas Geology". – Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, 2019.

The dissertation is devoted to the clarification of lithological and lithologic-geochemical features of the Paleocene deposits of the Berehiv and Oriv Nupper of the Ukrainian Carpathians. On the basis of the analysis of the mineral-petrographic composition, sandy, siltstone and argillite fields were isolated.

It is established that the most prospective from the point of view of occurrence in the sequence of potential reservoirs for oil and gas is the first area, which is located in the northwestern part of the study territory. Strilbychi oil field occurs within this area. Paleocene sequence of Yamna suite is represented here generally by sandstones (> 50% of the sequence). The sandstones are medium and coarse-grained with maximum absolute porosity rates as high as 18% and open porosity - 16%.

The second area is also prospective. There are two existing fields within this area - Skhidnytsya oil field and Tanyava gas field. This type of section includes

sites of distribution of both sandstone and siltstones, which are significantly more prevalent in section above the mudstone. The maximum values of absolute porosity reach 14%, and of open porosity – 12%.

The third area is located in the southeastern part of the study area. In general, it is characterized by the dominance of siltstones in the section and only a small part of it is dominated by sandstones. Similarly to the second area the maximum values of absolute porosity of these rocks reach - 14%, and of open porosity - 12%. Within the area III there is Bytkiv-Babche oil field.

The fourth area is the smallest in size and the least prospective. It is located in the central part of the study area. Here in the Paleocene sequence the most widespread are mudstones with a maximum open porosity of 3%. In sandy mudstones and siltstones open porosity reaches 8%. These are the lowest values in comparison to the areas I-III, but still sufficient for this area to be considered as prospective for hydrocarbons. There are no fields discovered within this area.

Within areas I-III we have for the first time identified sites of distribution of potential lithologically screened traps for hydrocarbons in places where sandstones are wedged out and replaced by mudstones.

The paleoenvironment during the Paleocene time in the Carpathian segment of the northern margin of the Tethys Ocean was reconstructed. It has been investigated that Paleocene deposits were formed as a result of turbiditic displacement of large amounts of sediments from the first (shelf) to the second (base of the continental slope) levels of avalanche sedimentation, where powerful submarine fans were formed.

As a result of the displacement of sediments by turbiditic flows the sorting and distribution of sediments on the continental slope occurred. 7 facies (F1-F7) were distinguished on this basis. There is no clear boundary between these seven facies, each of them gradually changing to the other one.

Based on our mineralogical and petrographic studies it can be stated that the huge pselititic-psammitic and psammitic modules of the Paleocene rocks of the Yamna suite represent the deposits of the upper fan, which are composed of

sediments of facies F1-F4, while sandy-clayey deposits of Yaremche variegated horizon and Bytkiv beds represent facies F5 and F6 referring to the middle fan and facies F7, which belong to the lower fan.

Reconstruction of the sedimentation conditions was carried out, and the lithophytic scheme of the Paleocene cone of the Carpathian sedimentary basin of the northern periphery of Tethys and the paleogeographic map on the palisplastic basis were constructed.

Reconstruction of the sediment accumulation of the flax deposits of the Yamnese world of the Paleocene showed that the terrigenous material in the studied sedimentation pool came from two sources - one of which was in the northwest of the investigated area and was characterized by the predominance of coarse-grained sand sediments, while the fragmented material coming from The sources of wear, which was located in the central part of the studied basin, was characterized by the predominance of clay mules and fine-grained sparse material. Such a characterization of terrigenous material had a decisive influence on the further formation of the Paleocene sedimentary strata in the course of sedimentogenesis and post-sedimentation of sediments, and on the formation of reservoir rocks and rocks with potential collecting properties for the search of hydrocarbons.

Four fields with dominance in the section of effective thicknesses are distinguished: sandstones, siltstones and argillites. It is established that the most promising from the point of view of potential collectors in the deposits of the Yamna Beds of the Paleocene, represented by generally sandstones, is the northwest part of the investigated area, where the collecting properties of the oil and gas bearing Paleocene deposits of the northwestern part of the research area were largely determined by factors that contributed to the preservation of high filtration-capacitive properties of rocks at great depths – the thickness of the layers and the type of cementation of the clay material.

The study of petrographic, mineralogical, and sedimentary-paleoceanographic features of the Paleocene deposits of the Yamna Beds of the Berehiv and Oriv Nupper of the Ukrainian Carpathians allowed the establishment of separate types of

reservoir breeds and the identification of promising fields for their distribution. The obtained results are of practical importance for assessing the oil and gas potential of the Paleocene rocks.

The **scientific novelty** of the results obtained in this work is represented by the following key provisions:

Within the Berehova and Oriv nappes of the Ukrainian Carpathians on the base of the study of outcrops, correlation sections, and the established percentage of lithotypes in the sequence of the Paleocene rocks of Yamna suite for the first time the areas dominated by sandstone and siltstone lithological complexes prospective for hydrocarbons' exploration have been allocated.

Based on mineralogical-petrographic and x-ray diffractometric studies of Paleocene rocks it was found that within the northwestern part of the study area the potential pore-type reservoirs, in which the high reservoir properties are related to hydromica or silica-hydromica pore and film-pore matrix, are predominant. For the southeastern part a predominance of mixed and fractured potential reservoir rocks has been identified.

The source of incoming clayey-terrigenous material had a decisive influence on the dominance in sections of individual lithological types of rocks. It was for the first time established that the main source of coarse-grained sandy sediments was located in the northwest of the studied paleo-basin, which led to the predominance in sediments of the psammitic-aleuritic material in this part of the basin, which was gradually replaced by the psammitic-aleuritic and pelitic muds towards south-east.

It has been found that by the reservoir properties the northwestern and southeastern parts of the study area, dominated by aleuritic-psammitic rocks, are the most prospective for hydrocarbons, while the central part, where the mudstones prevail, is the least prospective.

Within the prospective areas for the first time the sites of distribution of potential lithologically screened traps for hydrocarbons are allocated in the zone where sandstones are wedged out and replaced in the sequence by mudstones.

The obtained results of the study of Paleocene deposits of Berehova and Oriv nappes of the Ukrainian Carpathians are of **practical importance**, which is represented by the establishment of individual types of reservoir rocks and the selection of prospective areas of their occurrence. This will make it possible to develop an efficient strategy for further prospecting-exploration works for oil and gas in the study region.

Key words: Berehiv and Oriv Nupper, Paleocene, lithofacies, lithogenesis, reservoir rocks, oil and gas promising objects.

ПЕРЕЛІК ПРАЦЬ ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Монографія:

1. Сеньковський Ю.М., Григорчук К.Г., Колтун Ю.В., Гнідець В.П., Радковець Н.Я., Попп І.Т., Мороз М.В., Мороз П.В., Ревер А.О., **Гавришків Г.Я.**, Гаєвська Ю.П., Кохан О.М., Кошіль Л.Б. Літогенез осадових комплексів океану Тетис. Карпато-Чорноморський сегмент. – Київ: Наук. думка, 2018. – 158 с.

Статті у наукових фахових виданнях:

1. Сеньковський Ю.М., Гаєвська Ю.П., **Гавришків Г.Я.**, Семенюк М.В. До літології псефіто-псамітолітових модулів палеогену фенових побудов Карпатського седиментаційного басейну // Геологія і геохімія горючих копалин, № 4, 2004. – С. 27–38.

2. **Гавришків Г.**, Гаєвська Ю., Жуков С., Попп І. Глинисті мінерали палеоцен-еоценових теригенних порід Скибової зони Українських Карпат (за даними дифрактометричного аналізу) // Мінералогічний збірник, вип.1, №57, 2007. – С. 93–101.

3. **Гавришків Г.** Петрографія палеоценових відкладів "екзотичних скель" Скибової зони Українських Карпат // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. 2008. – С. 67–69

4. **Гавришків Г., Жуков С.** Мінералогія і геохімія піскуватих конкрецій ямненської світи палеоцену Українських Карпат // Мінералогічний збірник, вип.1, №59, 2009. – С. 75–82.

5. Попп І., **Гавришків Г.,** Гаєвська Ю., Кохан О., Мороз П. Мінералогічні та геохімічні індикатори умов формування крейдово-палеогенових відкладів Карпато-Чорноморського сегмента океану Тетис // Мінералогічний збірник, вип.2, №64, 2014. – С. 151–167.

6. Сеньковський Ю.М., Гнідець В.П., Григорчук К.Г., Колтун Ю.В., Попп І.Т., Радковець Н.Я., Мороз М.В., Мороз П.В., Ревер В.Б., Ревер А.О., Баландюк Л.В., Кохан О.М., Гаєвська Ю.П., **Гавришків Г.Я.,** Кошіль Л.Б. Геолого-палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис // Геодинаміка. №2(21), 2016. – С. 84–100.

Матеріали і тези доповідей:

1. **Гавришків Г.,** Попп І. Піщані конкреції в палеоценових пісковиках ямненської світи Українських Карпат // Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі ХХІ століття: Тези доп. наук. конф., присвяченої 60-річчю геол.фак-ту ЛНУ ім. І. Франка. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – С. 22–23.

2. Сеньковський Ю., Попп І., **Гавришків Г.,** Шаповалов М., Семенюк М., Жуков С. Петрографія палеоценових скель давноруської фортеці Тустань на Сколівщині // Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат: Тези доп. Міжнарод. наук. конф. до 100-річчю від дня народження член-кор. НАН України М. Р. Ладиженського та 55-річчя ІГГК НАН України. – Львів, 2006. – С. 207–209.

3. Попп І., **Гавришків Г.,** Гаєвська Ю., Жуков С. Седиментологічні та літолого-геохімічні особливості палеогенових відкладів північно-західної частини Скибової зони Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин: Тези доп. Міжнар. наук. конф. до 60-річчя Інституту. – Львів, 2011, С. 146–147.

4. **Гавришків Г.** Палеоокеанографічні умови осадкоутворення палеоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат // IX – Наукова конференція молодих вчених та спеціалістів ІГГГК НАН України. – Львів, 10-11 Жовтня 2013. – С. 11–12.

5. Гаєвська Ю., **Гавришків Г.** Умови седиментогенезу палеогенового флішу Передкарпатського прогину (за резул геохіміч досліджень) // IX – Наукова конференція молодих вчених та спеціалістів ІГГГК НАН України. Львів 10-11 Жовтня 2013. – С. 17–18.

6. Попп І., **Гавришків Г.**, Гаєвська Ю., Кохан О., Мороз П. Мінералогічні та геохімічні індикатори умов формування крейдово-палеогенових відкладів Карпато-Чорноморського сегмента океану Тетис // Мінералогенія: сьогодні і майбутнє: Матеріали восьми наукових читань ім. акад. Євгена Лазаренка. Львів, 2014. – С. 136–137.

7. Гаєвська Ю., **Гавришків Г.** Палеоокеанографічні та седиментологічні умови формування палеоцен-еоценових відкладів псамітолітів Карпатського сегменту океану Тетис // Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції: Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. 2014. – С .28.

8. **Гавришків Г.Я.**, Гаєвська Ю.П., Попп І.Т. Палеоокеанографічні умови утворення палеоцен-еоценових відкладів північної частини континентальної окраїни Карпатського сегменту океану Тетис // Новітні проблеми геології: Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П.Макридіна. Харків: 27-28 травня 2016. – С .9–10.

9. Гаєвська Ю., **Гавришків Г.** Акцесорні мінерали як індикатори умов утворення палеоцен-еоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин: Тези доповідей Міжнародної наукової конференції до 100-річчя від дня народження академіка Г.Н. Доленка. Львів 2017. – С. 39–40.

ЗМІСТ

| | | |
|-----------------|--|-----------|
| | ВСТУП..... | 16 |
| РОЗДІЛ 1 | ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ РЕГІОНУ..... | 22 |
| | 1.1. Історія досліджень..... | 22 |
| | 1.2. Нафтогазоносність..... | 26 |
| | 1.2.1. Короткий огляд пошуків та видобутку вуглеводнів..... | 26 |
| | 1.2.2. Коротка характеристика родовищ вуглеводнів відкритих у відкладах палеоцену..... | 28 |
| | 1.3. Висновки до розділу 1..... | 30 |
| РОЗДІЛ 2 | ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА РЕГІОНУ | 31 |
| | 2.1. Висновки до розділу 2..... | 39 |
| РОЗДІЛ 3 | СТРАТИГРАФІЯ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ..... | 40 |
| | 3.1. Висновки до розділу 3..... | 44 |
| РОЗДІЛ 4 | МЕТОДИКА ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ..... | 45 |
| | 4.1. Фактичний матеріал | 45 |
| | 4.2. Методика досліджень | 45 |
| | 4.3. Методи досліджень | 46 |
| | 4.4. Висновки до розділу 4..... | 58 |
| РОЗДІЛ 5 | ПОШИРЕННЯ ТА ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНЕ ЗІСТАВЛЕННЯ РОЗРІЗІВ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ..... | 49 |
| | 5.1. Поширення відкладів палеоцену..... | 49 |
| | 5.1.1. Дослідження відкладів палеоцену у відслоненнях..... | 50 |
| | 5.1.2. Дослідження відкладів палеоцену у свердловинах..... | 61 |
| | 5.2. Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів..... | 63 |
| | 5.3. Висновки до розділу 5..... | 84 |

| | | |
|-----------------|--|------------|
| РОЗДІЛ 6 | МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДКЛАДІВ ПАЛЕОЦЕНУ | 86 |
| 6.1. | Мінералого-петрографічна характеристика відкладів палеоцену..... | 86 |
| 6.1.1. | Конгломерати..... | 86 |
| 6.1.2. | Гравеліти..... | 90 |
| 6.1.2.1. | Рентген-дифрактометрична петрографічна і мінінералогічна характеристика філітів..... | 91 |
| 6.1.2.2. | Гранулометричний склад псефітолітів палеоцену..... | 93 |
| 6.1.3. | Пісковики..... | 93 |
| 6.1.3.1. | Рентген-дифрактометрична характеристика цементу пісковиків..... | 99 |
| 6.1.4. | Алевроліти..... | 102 |
| 6.1.5. | Аргіліти..... | 104 |
| 6.2. | Мінералогічна та геохімічна характеристика піскуватих конкрецій ямненської світи палеоцену | 107 |
| 6.3. | Висновки до розділу 6..... | 115 |
| РОЗДІЛ 7 | ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ СЕДИМЕНТАЦІЇ В КАРПАТСЬКОМУ СЕГМЕНТІ ОКЕАНУ ТЕТИС В ПАЛЕОЦЕНОВИЙ ЧАС | 117 |
| 7.1. | Палеоокеанографічні умови седиментації | 117 |
| 7.1.1. | Основні аспекти будови седиментаційного басейну..... | 117 |
| 7.1.2. | Особливості формування осадових нашарувань ямненської світи..... | 123 |
| 7.2. | Висновки до розділу 7..... | 133 |
| РОЗДІЛ 8 | ДО ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ БЕРЕГОВОЇ І ОРІВСЬКОЇ СКИБ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ..... | 134 |
| 8.1. | Перспективні поля поширення порід-колекторів..... | 134 |

| | |
|---|-----|
| 8.2. Характеристика порід-колекторів..... | 136 |
| 8.3. Особливості катагенетичних перетворень порід палеоцену..... | 141 |
| 8.4. Висновки до розділу 8..... | 150 |
| ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ..... | 154 |
| СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ..... | 157 |
| ДОДАТОК..... | 173 |

ВСТУП

Актуальність теми. Родовища вуглеводнів у флішових відкладах Українських Карпат були відкриті ще у другій половині XVIII ст. Відтоді інтерес до порід палеогену не зменшується, а навпаки зростає. Відкриття у відкладах ямненської світи палеоцену Стрільбицького, Східницького, Битків-Бабченського та Тянявського родовищ вуглеводнів дозволило перевести дані нашарування в ранг високоперспективних в нафтогазовошуковому відношенні в межах всієї Карпатської нафтогазоносною провінції.

За останні десятиріччя численними дослідниками проведено значний обсяг робіт, які стосувалися вивчення відкладів палеоцену і отримані вагомні результати. Проте, незважаючи на значний об'єм геологічних досліджень, багато питань, що стосуються особливостей просторово-вікового поширення окремих літологічних типів ямненської світи палеоцену в межах Берегової та Орівської скиб Українських Карпат, мінералого-петрографічної спеціалізації відкладів, палеоокеанографічних умов їх осадонагромадження в контексті ранжування за перспективністю в нафтогазопошуковому відношенні, залишаються не з'ясованими. Вирішення цих завдань обумовило актуальність даної роботи.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Роботу виконано у відділі седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України.

Дослідження, результати яких висвітлені у дисертаційній роботі, здійснені автором під час виконання бюджетних науково-дослідних тем: «Еволюція басейнів осадодороутворення Карпато-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис в аспекті їх нафтогазоносності» (2016-2017рр.) державний реєстраційний номер 0116U003018; «Геолого-палеоокеанографічні умови седименто-літогенезу нафтогазоносних товщ Карпато-Чорноморського сегменту океану Тетис» (2015 р.) державний

реєстраційний номер 0111U002020; «Геологічна палеоокеанографія безкисневих океанських подій в контексті проблеми нафтогазоносності давніх континентальних окраїн (Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетис)» (2010 р.), державний реєстраційний номер 0106U002032; а також науково-дослідних робіт за угодами з виробничими організаціями: «Наукове обґрунтування просторово-вікового поширення нафтогазоперспективних об'єктів в Чорноморсько-Кримській нафтогазоносній провінції» (2009 р.), державний реєстраційний номер 0108U000924; «Палеоокеанографічні особливості теригенної та біогенної седиментації в межах Карпато-Чорноморського сегменту Тетиса в періоди океанічних безкисневих подій» (2005 р.), державний реєстраційний номер 0101U002459.

Мета роботи та основні завдання досліджень. Метою роботи є вивчення мінералого-петрографічних особливостей палеоценових відкладів ямненської світи Берегової і Орівської скиб Українських Карпат, які дозволять дати оцінку перспективи їх нафтогазоносності в межах окремих полів дослідженої території.

Для досягнення мети були поставлені такі задачі: 1) за характером поширення основних типів порід провести типізацію розрізів та з'ясувати літолого-фаціальну мінливість товщі; 2) дослідити мінералого-петрографічні особливості порід; 3) реконструювати палеоокеанографічні умови седиментації нашарувань палеоцену в Карпатському сегменті океану Тетис та їх вплив на формування потенційних порід-колекторів вуглеводнів; 4) встановити вплив речовинного складу на колекторські властивості порід палеоцену та виокремити окремі типи порід-колекторів і пов'язані з ними перспективні ділянки для видобутку вуглеводнів.

Об'єкт дослідження: палеоценові відклади ямненської світи Берегової і Орівської скиб Українських Карпат.

Предмет дослідження: речовинний склад відкладів палеоценового віку, вплив седиментаційних та постседиментаційні перетворень на

формування порід-колекторів палеоцену та оцінка перспектив їх нафтогазоносності.

Методи дослідження: мінералого-петрографічний, геохімічний, рентген-дифрактометричний, літофізичний, літолого-фаціальний, та седиментолого-палеоокеанографічний.

Наукова новизна:

1. В межах Берегової і Орівської скиб Українських Карпат, на основі вивчення відслонень, кореляційних розрізів, та встановленого вмісту літотипів ямненської світи палеоцену у розрізі, вперше виділено поля з домінуванням піщаного й алевролітового літологічних комплексів – перспективні для пошуків вуглеводнів.

2. На основі мінералого-петрографічних та рентген-дифрактометричних досліджень відкладів палеоцену, встановлено, що в межах північно-західної частини дослідженої території, переважають потенційні породи-колектори порового типу, в яких високі фільтраційно-ємнісні властивості пов'язані з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Для південно-східної частини – виявлено переважання потенційних порід-колекторів змішаного і тріщинного типів.

3. Визначальний вплив на домінування у розрізах окремих літологічних типів порід мало джерело надходження глинисто-теригенного матеріалу. Вперше встановлено, що основне джерело зносу грубозернистих піщаних осадів знаходилось на північному заході дослідженого палеобасейну, що й зумовило переважання в осадах псефіто-псамітового матеріалу в цій частині басейну, який поступово заміщувався псамо-алевритовими та пелітовими мулами у південно-східному напрямку.

4. Виявлено, що за фільтраційно-ємнісними характеристиками найперспективнішою для пошуків вуглеводнів є північно-західна та південно-східна частина дослідженої території, з домінуванням алевро-

псамітів, а найменш перспективною – центральна, де переважають у розрізі аргіліти.

5. В межах перспективних полів, вперше, виділено ділянки поширення потенційних літологічно екранованих пасток вуглеводнів, у зоні де відбувається виклинювання пісковиків і натомість у розрізах вони заміщуються аргілітами.

Практичне значення отриманих результатів. Результати вивчення петрографічних, мінералогічних, та седиментолого-палеоокеанографічних особливостей палеогенових відкладів ямненської світи Берегової і Орівської скиб Українських Карпат, дозволили встановити окремі типи порід-колекторів та виокремити перспективні поля їх поширення. Це дозволить виробити ефективну стратегію подальших пошуково-розвідувальних робіт на нафту та газ в дослідженому регіоні.

Особистий внесок здобувача. Основні наукові результати, що викладені в дисертаційній роботі, отримані автором особисто на підставі проведених польових досліджень, аналітичних робіт та інтерпретації аналітичних даних. На основі представницького кернового матеріалу з глибоких свердловин, з використанням геолого-геофізичних матеріалів, проведено мінералого-петрографічні, літолого-фаціальні дослідження палеоценових відкладів ямненської світи, з'ясовані умови їх седиментації, постседиментаційні перетворення, колекторські властивості порід та побудовані карти з виокремленням перспективних полів поширення порід-колекторів в межах дослідженої території. Матеріалом для проведення досліджень слугували зразки порід з 18 глибоких свердловин та 18 відслонень, 167 шліфів та промислові геофізичні дані із 85 свердловин, які рівномірно охоплюють всю територію від кордону з Польщею до кордону з Румунією. Особистий внесок у наукові праці, що написані у співавторстві, зазначено у списку опублікованих за темою дисертації робіт.

Апробація роботи. Основні положення і результати дисертаційних досліджень викладені на: Конференції «Проблемні питання геологічної

освіти та науки на порозі XXI століття», Львів, 2005; Міжнародній конференції «Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат», Львів, 2006; Міжнародній науковій конференції до 60-річчя Інституту «Геологія і геохімія горючих копалин», Львів, 2011; ІХ – Наукова конференція молодих вчених та спеціалістів ІГГК НАН України, Львів 2013; Матеріали восьми наукових читань ім. акад. Євгена Лазаренка «Мінералогенія: сьогодні і майбутнє» Львів, 2014; Міжнародній науковій конференції «Сучасні проблеми літології і мінералогії осадкових басейнів України та суміжних територій» Київ, 2014; Науково-практичній конференції пам'яті В.П.Макридіна «Новітні проблеми геології» Харків, 2016; Міжнародній науковій конференції до 100-річчя від дня народження академіка Г.Н. Доленка «Геологія і геохімія горючих копалин» Львів, 2017.

Публікації. Основні результати дисертаційної роботи опубліковано в одній колективній монографії, 6 статтях у фахових виданнях, затверджених МОН України та у міжнародних фахових виданнях, у 9 тезах і матеріалах наукових конференцій.

Структура дисертації. Дисертація обсягом 175 сторінок складається із вступу, восьми розділів, висновків та списку використаних джерел з 157 найменування на 16 сторінках, 62 рисунків (23 на окремих сторінках), 4 таблиці (3 на окремих сторінках).

Автор із вдячністю згадує член-кореспондента Національної академії наук України, професора Юрія Миколайовича Сеньковського, за підтримку у перших кроках наукової діяльності та за багаторічні наукові консультації.

Висловлюю особливу подяку науковому керівнику, доктору геологічних наук Наталії Ярославівні Радковець за постійну допомогу і підтримку на всіх етапах виконання роботи та багато численні наукові консультації.

Вдячна директору Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України, професору, академіку НАН України Мирославу Івановичу Павлюку.

Автор вдячна науковцям кандидатам геологічних наук Ігорю Тиберовичу Поппу, Володимиру Петровичу Гнідцю, докторам геологічних наук Юрію Володимировичу Колтуну, Костянтину Григоровичу Григорчуку, Ярославу Григоровичу Лазаруку за консультації та підтримку під час виконання роботи, кандидату геологічних наук Володимиру Євгеновичу Шлапінському за інформацію щодо геологічної будови району досліджень, кандидату геологічних наук Ярославі Василівні Яремчук за співпрацю та аналітичні дослідження, Юлії Петрівні Гаєвській за багаторічну співпрацю.

РОЗДІЛ 1

ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ РЕГІОНУ

1.1. Історія досліджень

Історія геологічного вивчення Карпатського нафтогазоносного регіону налічує близько 300 років. Перші праці присвячені родовищам солей, нафти і озокериту опубліковані у 1730–1860рр (Kluk, (1786–1788); Naquet, 1794; Necker, 1900). З 70-х років XIX століття з'являються роботи зі стратиграфії та тектоніки Карпат і Передкарпаття К. Пауля, Е. Тітце, А. Альта, Г. Запаловича, І. Семирадського, М.Вацека, Ф. Хауера, та інших геологів (Paul C.M. 1876, 1877, Alth A. 1918, Zapalowicz H. 1886; Siemiradzki J 1921, 1922, Vasek M. 1881; Hoyer H. 1927).

У 1887–1911 рр. австрійськими та польськими геологами був складений «Геологічний атлас Галичини». У 1923–1939 рр. геологічні дослідження у регіоні були продовжені польськими геологами К. Толвінським, В.Тейссейре, Г. Тейссейре, Б. Свидерським, Б. Буяльським, Ф. Фрідбергом, С. Чарноцьким, Г. Свідзінським, Г. Сізанкуртом, В. Рogaля, Ю. Токарським, З. Паздро (Tołwiński, 1923, 1939; Teisseyre, 1928; Teisseyre, 1921, Swiderski, 1934; Bujalski, 1923; Friedberg, 1923; Czarnocki, 1937; Świdziński, 1934, Cizancourt, 1931; Rogala, 1925; Tokarski, 1934; Pazdro, 1929, 1934).

Серед науковців середини – другої половини XX століття, слід відзначити О.С.Вялова, який провів детальний стратиграфічний опис флішової товщі палеогену північного схилу Карпат та описав основні розрізи (Вялов, 1961, 1965; Вялов, Андрусов, 1963, Вялов та ін., 1981). Літологічні та геохімічні особливості палеоценового флішу досліджували А.А. Богданов (Богданов, 1949) та М.П. Габінет (Габінет, 1974, 1985, Габінет, Голдінов, і ін., 1965, Габінет, Дідик і ін., 1972, Габінет, Кульчицький, і ін., 1976, 1977). Геологічні особливості карпатської складчастої споруди були висвітлені у працях М. Р. Ладиженського (Ладиженський, 1955, 1961, 1965) В.В. Глушка

(Глушко, 1959, 1965, 1968; Глушко і Круглов, 1979) І.Д. Гофштейна і М.Б. Ріпун (Гофштейн, Ріпун, 1961).

Стратиграфічна та літологічна характеристика крейдових і палеогенових відкладів була дана Л.В. Лінецькою і Утробіним В.М (Лінецька і Утробін, 1965), В.М. Утробіна (Утробін і Лінецька, 1973), В.О. Шакіним (Шакін, 1965) Д.Є. Макаренком, О.В. Максимовою, Ф.П. Темнюк (Темнюк, 1963) та іншими дослідниками.

У період 1963–1990 рр. Львівська ГРЕ тресту "Київгеологія" (з 1981 р. – ДГП "Західукргеологія") проводить на території Карпатського регіону комплексну геологічну зйомку масштабу 1:50000. На більшій частині території ці роботи виконано під керівництвом В.О. Ващенка (Ващенко 1969, 1973, 1978). Інші ділянки закартовані І.І. Герасимовою (Герасимова 1978), В.Й. Гірним (Гирний 1990), В.Т. Кардашем (Кардаш, 1978), В.Я. Іванченком (Іванченко, 1980). Роботи супроводжувалися великим обсягом пошуково-картувального буріння та різноманітним опробуванням. В результаті великомасштабних зйомок Карпатського регіону доволі детально було вивчено геологічну будову, а також дано оцінку різноманітних корисних копалин. Однак єдиних поглядів на будову та еволюцію цього регіону, а також стратифікацію окремих товщ між виконавцями великомасштабних зйомок не було досягнуто. Навіть будова окремих ділянок, що вивчалась одним виконавцем, але в різні роки, інтерпретувалась неоднаково. Про це засвідчує гостра дискусія стосовно походження вузьких глибоких русло подібних депресій, виявлених на окраїні Східноєвропейської платформи. Дискусія триває впродовж десятиліть. Одна група дослідників на чолі з І.Д. Гофштейном (Гофштейн і ін., 1971) відносила депресії до тектонічних структур (грабенів) зі складною історією розвитку, інша – В.Н. Утробін (Утробін 1960, 1973), І.Б. Вишняков, (Вишняков 1999, 2000), В.В. Кузовенко та інші відомі дослідники – вважає, що в межах західного краю платформи наявний інтенсивно розчленований добаденський ерозійний рельєф (палеодолини).

На початку 1970-х років майже всі дослідники Карпатської складчастої споруди приймають її складчасто-покривну тектонічну будову зі значною амплітудою горизонтального переміщення та шукають пояснення цього механізму.

У зв'язку з неузгодженістю стратиграфічних схем, які використовували різні дослідники В.В. Кузовенко в 1983–1985 роках провів тематичні роботи зі складання єдиної стратиграфічної схеми (Кузовенко, 1985). Схеми були затверджені в 1993 р. УМСК і стали обов'язковою для подальших робіт.

Геофізичні дослідження Карпатського регіону виконували в різні роки Л.Д. Райхер, І.З. Гонтовий, М.Й. Червонський, Г.П. Поморцев та інші відомі геологи (Райхер Л.Д. 1961; Гонтовий І.З. 1962, Червонский М.И. 1964, Поморцев Г.П. 1985). Над узагальненням геофізичних досліджень, що проводились під час пошуків нафти і газу, працювали В.І. Антипов (Антипов В.И. 1961, 1965), С.І. Субботін (Субботин, 1955) та інші науковці. У результаті досліджень майже вся територія Карпатського регіону, за винятком прикордонної площі, покрита гравіметровою та аеромагнітною зйомками масштабу 1:50000 та сейсморозвідкою цього самого масштабу.

У 1981–1993 рр. сучасними методами відпрацьовано 320 тис.км сейсмопрофілів, підготовлено під глибоке буріння більше 300 об'єктів, однак у зв'язку з економічною кризою починаючи з 1987р. обсяги робіт і фінансування невпинно зменшуються.

Значний внесок у вирішення регіональних і локальних проблем Карпат зробив Круглов (Круглов та ін., 1985). У 1996-2000 рр. в карпатському регіоні здійснювалась геолого-екологічна зйомка масштабу 1:200000 (Смоляк та ін., 2000), під керівництвом М.Я. Вуля на основі аналізу результатів геологорозвідувальних робіт виконані зональні прогнози палеогену центральної і південної частини Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину і палеогену південно-східної Скибової і Сілезької зон Карпат. Розроблені найбільш ефективні напрями

геологорозвідувальних робіт, а також методики палінспастичних реконструкцій (Вуль, 1987, 1995, 2014).

Вагомий внесок у вивчення еволюції Карпат було зроблено М.І. Павлюком і А.П. Медведєвим (Павлюк і Медведєв, 2004), Ю.М. Сеньковським (Сеньковський і ін., 2006, 2012, 2016, 2019) О.С. Ступкою (Ступка, 1986), В.Є. Шлапінським (Шлапінського, 2006, 2014), Ю.З. Крупським (Крупський, 2001, Крупський та ін., 2004, 2014), П.М. Бодлаком (Бодлак, 2017).

У 1999–2001 рр. обчислювальним центром ДГП "Північгеологія" для Українських Карпат і прилеглої до них території за результатами наземних аеромагнітних зйомок різних років складено узагальнені карти аномального магнітного поля ($H=2000\text{м}$), а також карту залишкових аномалій магнітного поля ($H=10\text{ км}$) масштабу 1:500000.

У Карпатській складчастій області неодноразово виконані сейсмічні дослідження за методикою 2Д: метод МВХ (метод відбитих хвиль), метод МСГТ (метод спільної глибинної точки) на окремих ділянках. Інформативність отриманих матеріалів є достатньою для картування складно-збудованих, покривно-насувних структур Скибової зони Складчастих Карпат.

Гравіметричні та аеромагнітні дослідження масштабу 1:200000 здійснені по всій території заходу України переважно з метою її регіонального вивчення, а масштабу 1:50000 – на перспективних для пошуків нафти і газу ділянках. Ці роботи дали можливість осягнути основні риси тектоніки фундаменту і його взаємозв'язок з будовою осадового чохла. Доцільно далі їх проводити в крупних масштабах і з вищою точністю.

Слід відзначити, що величезний внесок у вивчення геологічної будови і нафтогазоносності Українських Карпат та літології, мінералогії і геохімії карпатського флішу був зроблений колективами Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України та Українського державного геолого-розвідувального інституту. Масштабні геологорозвідувальні та

геофізичні роботи проведені виробничими організаціями (ДП “Західукргеологія”, ЗУГРЕ та ін.).

Науковцями Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу проводяться дослідження, в напрямку вирішення наукових проблем прогнозування вторинних ємностей порід-колекторів для підвищення ефективності прогнозу нафтогазоносності надр, вивчення ємнісно-фільтраційних параметрів, і інших важливих чинників нафтогазоносності (Куровець, 2006, 2016, 2017, Куровець і ін., 2018; Маєвський, та ін., 2014, Yarema, et al., 2018).

1.2. Нафтогазоносність

1.2.1. Короткий огляд пошуків та видобутку вуглеводнів

Станом на сьогоднішній день в Складчастих Карпатах, щільність глибокого буріння складає 10-12 м/км. кв., пробурені понад декілька тисяч структурно-пошукових, пошукових, розвідувальних, параметричних та експлуатаційних свердловини. Кустарний видобуток нафти у Карпатах почав проводитись ще з другої половини XVIII ст. Вперше про це згадує у 1617 р. Еразм Сікст (Sykst E. 1617), вказуючи у своїх подорожніх записках про «копання» нафти біля Дрогобича.

Винахід Я. Зегом (Zeh J. 1889) у 1853 р. нового способу дистиляції нафти стимулював її пошуки і видобуток. З 1861 р. застосовується ручний, а з 1896 – механічний ударний методи буріння свердловин. Останні глибиною до 700–750 м почали широко використовуватися для розвідки покладів у Бориславському районі. У перші роки XX ст. глибина свердловин збільшилася до 800–1000 м, а згодом до 1500–2000 м. Бурхливий розвиток промислів Борислава почався після розкриття головного продуктивного горизонту родовища – бориславського пісковика, який давав у багатьох свердловинах припливи нафти у декілька сотень тонн, а в деяких до 1000–1200 т/добу.

Вивченість перспективних земель заходу України глибоким бурінням у цілому становить 93,6 м/км² на одну свердловину, зокрема в Складчастих Карпатах – 19,8. У зв'язку з відкриттям на великих глибинах (>5000 м) родовищ вуглеводнів, нижня границя нафтогазоносності в регіоні ще не вияснена.

Зростання видобутку, що розпочався у 50-х роках досяг максимуму за видобутком нафти (2,86 млн. т) у 1967р., а за видобутком природного газу (12,57 млрд. м³) у 1969 р та змінився спадом після 1993 р. Це обумовлено погіршенням структури розвіданих запасів, зменшенням капіталовкладень, скорочення обсягів буріння, згортання дослідно-промислових робіт. Проте, Західний регіон не вичерпав своїх перспектив, що дає можливість стабілізувати і навіть збільшити видобуток нафти і газу, за наявності інвестицій.

Оскільки головним нафтодобуваючим був і, ще й досі, залишається Бориславсько–Покутський покров Передкарпатського прогину. Ресурси нафти цієї тектонічної одиниці за більш як 100 років експлуатації вже, в значній мірі, використані (видобуто більш 100 млн. тон). Для виявлення нових родовищ у названій одиниці необхідно проводити пошукові роботи в інтервалі значних глибин (4–7 км). Це робить їх дуже дорогими і ризикованими. Тому варто більше уваги приділяти пошуковим роботам в Складчастих Карпатах, зокрема в передовій частині цієї складчастої споруди – Скибовій зоні (покрові). Це крупна тектонічна безкоренева одиниця, що складається з груп лусок – т. зв. скиб, які простежуються на великі віддалі. В її межах експлуатовались в різні роки 23 нафтові родовища. Серед них слід відзначити такі родовища нафти та їх ділянки, як Східницько–Урицьке (видобуто понад 3,5 млн. т. нафти), Стрільбицьке, Віолета, Фаустина, МЕР, Міріам та Рипне. Крім того в Скибовій зоні зафіксовано дуже велику кількість природних нафтогазопроявів. Все це свідчить, про потенційну перспективність структур, в її складі, в тому числі й неглибоко залягаючих. На більшості з перелічених родовищ, нафтові горизонти знаходились в

інтервалі глибин 100–800 м., а в ролі природних нафтових резервуарів виступали породи верхньої крейди – палеоцену, зокрема пісковики ямненської світи. Ці породи мають досить велике поширення та значні потужності і відзначаються задовільними колекторськими властивостями (Крупський і ін., 2004).

1.2.2. Коротка характеристика родовищ вуглеводнів відкритих у відкладах палеоцену

На теперішній час у відкладах палеоцену в межах Скибової зони Українських Карпат відкрито чотири родовища вуглеводнів: Стрільбицьке, Східницьке, Битків-Бабченське, Танявське. (Федишин (Ред.), 1998).

Стрільбицьке нафтове родовище розташоване у Старосамбірському районі Львівської області на відстані 5 км від м. Старий Самбір. Належить до північно-західної частини Скибової зони Карпат. Відкрите в 1860 р. У будові структур родовища беруть участь флішеві утворення крейди і палеогену Берегової скиби. Вони згруповані у вузькі асиметричні складки карпатського простягання: Стрільбицьку, розміром 2,5x1,0 м, висотою 700 м, та Старосільську, розміром 2,5x0,6 м, висотою 500 м. У 1989 р. отримано приплив нафти з інт. 366–416 м. Поклади пластові, склепінні, тектонічно екрановані.

Східницьке нафтове родовище розташоване у Дрогобицькому районі Львівської області та на території Бориславської міськради (у смт. Східниця, що підпорядковується їй). Належить до північно-західної частини Орівської скиби Карпат. На території родовища нафту видобували ще в середині XIX ст. У поперечному перетині Східницька структура є асиметричною антикліналлю карпатського простягання, насунутою у пн.-сх. напрямку на сусідню складку. По покрівлі палеоценових відкладів складка утворює 2 локальних склепіння: північно-західне (Східницька ділянка) та південно-східне (Урицька ділянка). Сідловина між ними має

глибину до 150-200 м. Розміри структури в межах контуру нафтоносності становлять 5,9x0,8 м, висота до 200 м. Поклади пластові, склепінчасті, тектонічно екрановані, один з них також літологічно обмежений.

Битків-Бабченське нафтогазоконденсатне родовище – розташоване у Надвірнянському районі Івано-Франківської області на відстані 7 км від м.Надвірна. Приурочене до Берегової скиби Карпат і групи складок центр. частини Бориславсько-Покутської зони. Вивчення району родовища розпочали в 1860–1870 рр. Для родовища характерний покривно-лусковий стиль тектоніки. Поклади вуглеводнів приурочені до Берегової скиби Карпат та I та II-го ярусів складок Бориславсько-Покутської зони. Складки обох структурних ярусів розбиті поперечними скидо-зсувами з амплітудою 300-1000 м. Складки II ярусу в межах родовища простягаються на 30 км при ширині 5–6 км, першого – на 14 км при ширині до 7 км. Перший промисловий приплив нафти отримано з ямненських відкладів у 1899 р. Поклади пластові, склепінні, тектонічно екрановані, один з них також літологічно обмежений.

Танявське нафтогазоконденсатне родовище — розташоване у Долинському районі Івано-Франківської області на відстані 24 км від м. Долина. Знаходиться в першому ярусі складок центральної частини Бориславсько-Покутської зони і підвернутому крилі Берегової скиби.

Родовище виявлене в 1961 р. Район родовища характеризується покривно-лускуватим стилем тектоніки. По відкладах палеоцену Танявська складка є дещо асиметричною напівбрахіантикліналлю північно-західного простягання. Поперечним скидом амплітудою 50-100 м складка розділена на Танявський і Моршинський блоки, останній поздовжніми підкидами розбитий на 5 частин. Розміри структури 5,5x4,2 м, висота у Моршинському блоці становить 400 м, у Танявському – 200 м. Продуктивний елемент на Танявському родовищі має вигляд монокліналі. Довжина продуктивного блоку по утвореннях палеоцену 1,7 км, ширина

1,3 км, висота 500 м. Перший промисловий приплив нафти із ямненських відкладів отриманий в 1965 році.

Поклади пластові, склепінні, тектонічно екрановані.

1.3. Висновки до розділу 1

Геологічні дослідження Карпатського регіону розпочалися ще у XVIII столітті. Впродовж тривалого часу змінювалися погляди на будову і генезис Карпат, дискусії тривають і досі. Незважаючи на вагомий геологічний матеріал, отриманий внаслідок дослідження Українських Карпат, залишається багато не з'ясованих питань які стосуються геологічної будови, палеогеографії, мінералого-петрографічних особливостей флішових товщ та нафтогазоносності Карпатського регіону, які потребують подальших досліджень.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА РЕГІОНУ

Українські Карпати, становлять північно-східний сегмент Карпатської дуги, розташований між Польськими і Румунськими Карпатами. Складчастий пояс Зовнішніх Карпат, який обмежений Передкарпатським прогином з північного сходу і зоною Пенінських скель з південного заходу (рис.2.1), представлений теригенною осадовою товщею флішу, яка насунута на південно-західну окраїну Східноєвропейської платформи (Вялов, і ін., 1981, Глушко, 1968, Доленко, 1980, Круглов, 1985, 2007, Крупський, 2001, Гнилко, 2011, 2012; Шлапінський, 2006, 2015).

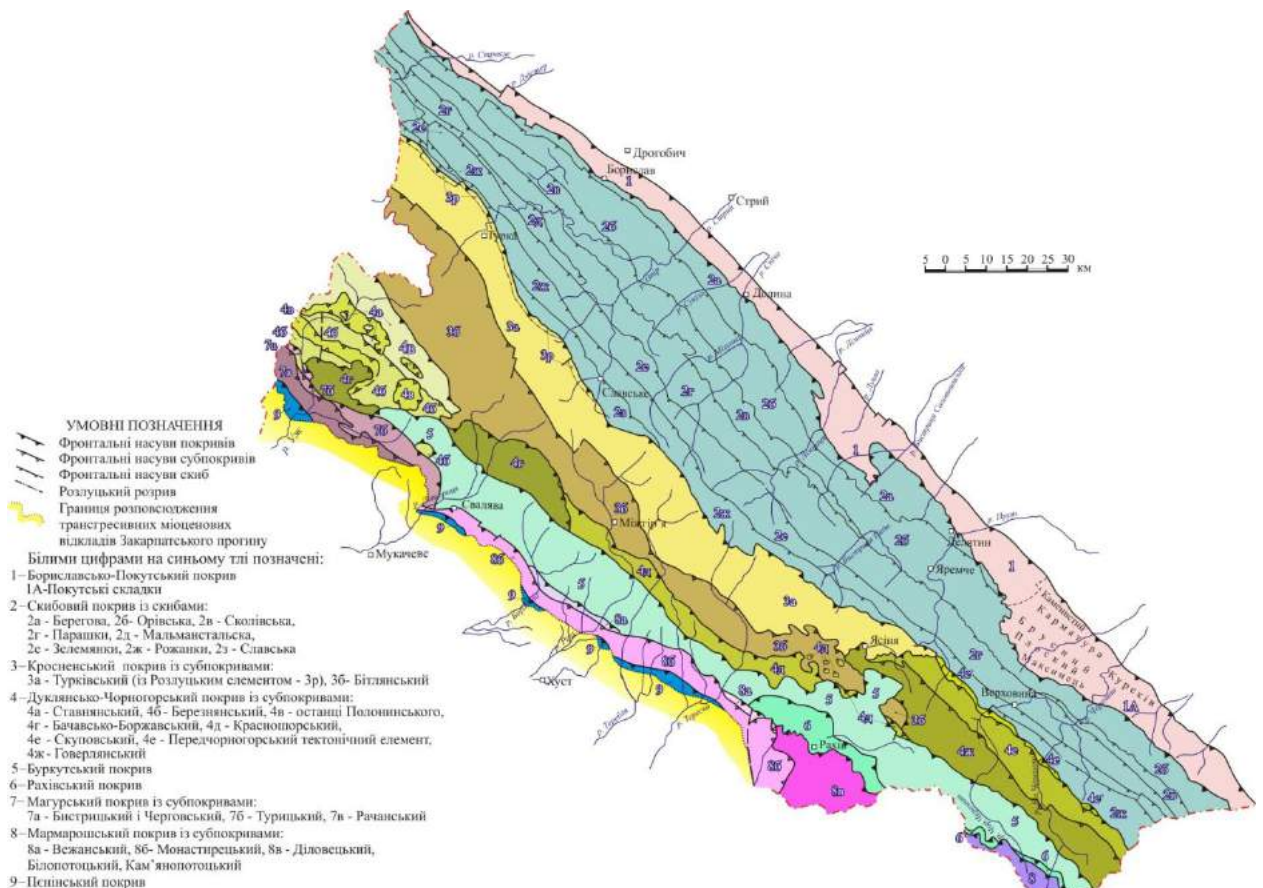


Рис. 2.1. Карта тектонічного районування Українських Карпат (Шлапінський, 2006, 2015)

За віком складчастості Українські Карпати поділяються на Зовнішні (або Флішеві) і Внутрішні. Вони складені флішовими товщами крейди та палеогену. Великий глибинний розлом (Пенінський) відокремлює Карпати

від Закарпатського внутрішнього прогину, фундамент якого складений метаморфічними комплексами палеозою, осадовими товщами тріасу, юри, крейди, а чохол неогеновими вулканогенно-осадовими утвореннями, ускладненими проявами соляно-купольної тектоніки. На різні зони прогину накладене Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо, представлене лавами і туфами пліоценового віку. Між складчастими Карпатами і Волино-Подільською плитою розміщується Передкарпатський крайовий прогин, в межах якого виділено три самостійні зони: Більче-Волицька, Самбірська і Бориславсько-Покутська (Глушко, Буров, 1963, Глушко, 1968). Перша з них має східцево-занурену під Самбірську зону доміючову основу, яка характеризується складчасто-блоковою будовою з елементами багатопверхових структурно-стратиграфічних комплексів, і відклади власне прогину, який складений слабо дислокованими міоценовими відкладами баденію і сармату (верхні моласи). Самбірська зона – система лінійних складок і лусок, які утворюють покрив, насунутий на автохтонний розріз прогину. Зона складена нижнім міоценом (нижні моласи). Бориславсько-Покутська зона – це великий покрив, складений крейдово-палеогеновим флішем і моласами, насунутий на Самбірський покрив і частково перекритий насувом Скибового покриву Карпат.

Скибовий покрив – це безкоренева тектонічна одиниця I-го рангу, переміщена в північно-східному напрямку (Шлапінський, 2006, 2015). Вона є найбільш зовнішньою частиною Складчастих Українських Карпат, що перекриває значну площу Бориславсько-Покутського покриву. Амплітуда насуву складає не менше 20 км. Характерною особливістю Скибового покриву є розвиток своєрідних структур III рангу – скиб, які в свою чергу складаються з низки лусок. Скиби відзначаються значними горизонтальними переміщеннями відносно сусідніх одиниць такого ж порядку і невеликими амплітудами насунання лусок в межах скиби. У зв'язку з цим в границях однієї скиби, як правило, спостерігаються порівняно невеликі зміни в літології стратиграфічних одиниць, які їх складають. У Скибовому покриві

виділені сім основних скиб (з півночі на південь): Берегова, Орівська, Сколівська, Парашки, Мальманстальська, Зелем'янки, Рожанки та Славська.

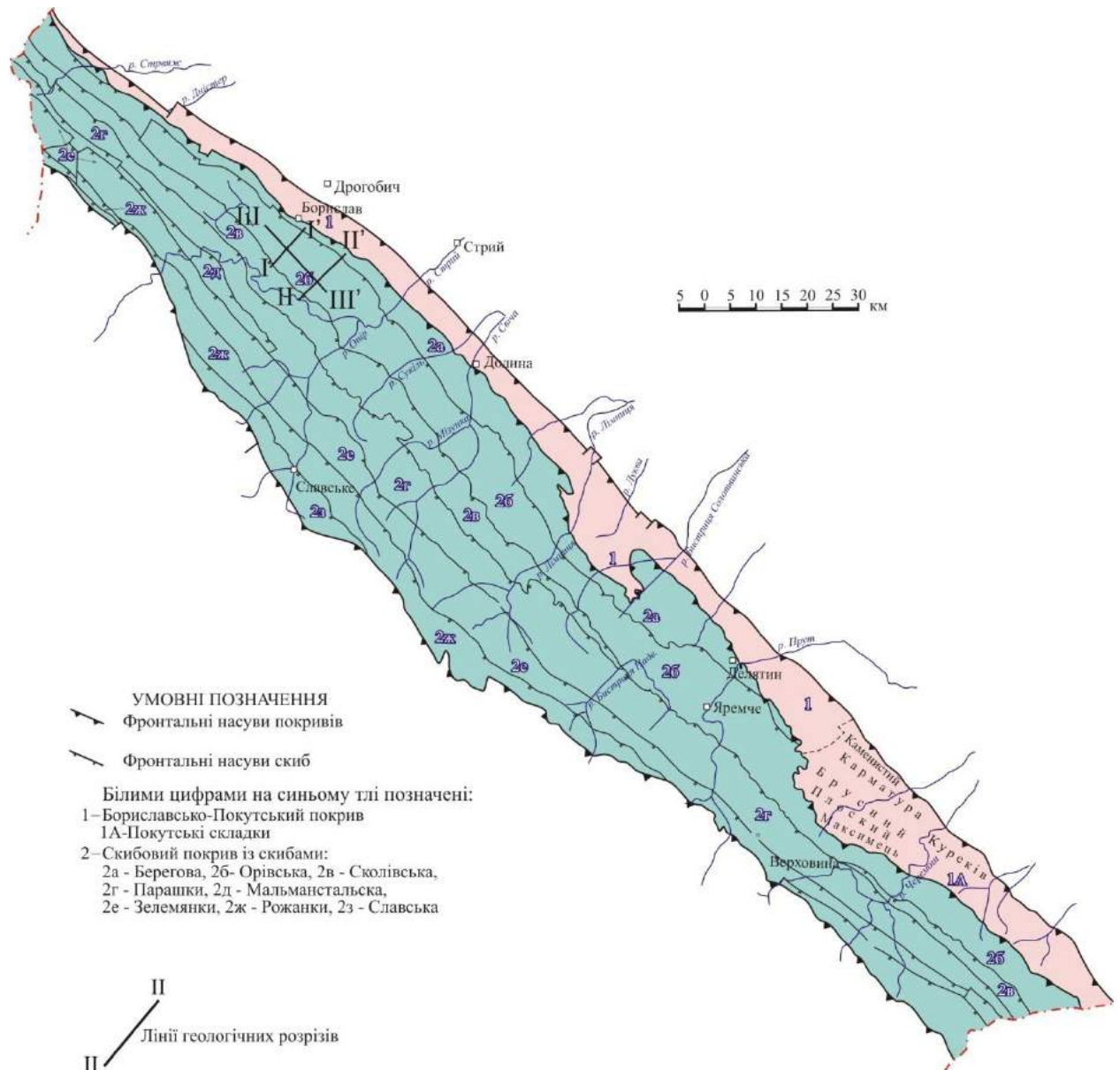


Рис. 2.2. Фрагмент карти тектонічного районування Українських Карпат (Шлапінський, 2006, 2015)

Берегова скиба

Передова скиба Скибового покриву. Насунута на Бориславсько-Покутський покрив Передкарпатського прогину (Шлапінський, 2006, 2015). З південного заходу її обмежує насув Орівської скиби. (Рис. 2.3, 2.4, 2.5) Простежується приблизно на 200 км від українсько-польського кордону до перетину Слободи Рунгурської, де вона "виходить на денну поверхню". Ширина її найменша в північно-західному секторі – 1,5 км, а найбільша у

центральному – до 10 км. На більшій території свого розвитку Берегова скиба на денній поверхні складається з двох-трьох лусок.

Фронтальна луска – протяжна і представляє Берегову скибу на всій її віддалі. Від Стрільбич на північному заході до крайнього південного сходу вона характеризується присутністю в її складі антиклінальної складки. На північному заході вона відома як Воля Блажівська складка, в районі Борислава – МЕП, південно-східніше – Лопянка -Спас, а в районі Биткова вона зім'ята в систему сполучених складок в межах тонкої пластини.

На карті УкрДГРІ 1976 р. масштабу 1:200000 у фронтальній частині Берегової скиби від Перегінська на південному сході до р. Бистриці Підбузької з перервами в її складі зображені поляницькі відклади нижнього міоцену.

Аналіз матеріалів буріння багатьох свердловин, які розкрили цю частину скиби свідчать, що контакт менілітових і міоценових відкладів (в зоні контакту серед нібито виключно поляницьких, присутні також і засолені воротищенські відклади) тектонічний. За матеріалами геологічної зйомки передова луска скиби посідає підвернуте і зірване насувом північно-східне крило антикліналі. На денній поверхні воно поширене від приблизно Старого Самбора до району Трускавця на віддалі 50 км з падінням на південний захід ($\angle 50-80^{\circ}$) і представлене на поверхні породами еоцену та олігоцену, а місцями і верхньокрейдово-палеоценовими відкладами. Південно-східніше Трускавця (Іванків) воно зникає з поверхні, однак його розкривають численні свердловини площ Улично, Семигинів, Танява, Спас, Струтинь та ін. На геологічних профілях видно, що зірване крило має вигляд монокліналі. Від положення відносно нормального (висячого) крила антикліналі залежить його крутизна. Якщо зірване крило розташоване близько від чола луски, яка його перекиває, то воно має круте падіння, а якщо крило знаходиться далеко від фронту такої луски, то має вигляд пологої пластини, як на Спаському нафтовому родовищі в Нижньострутинському блоці.

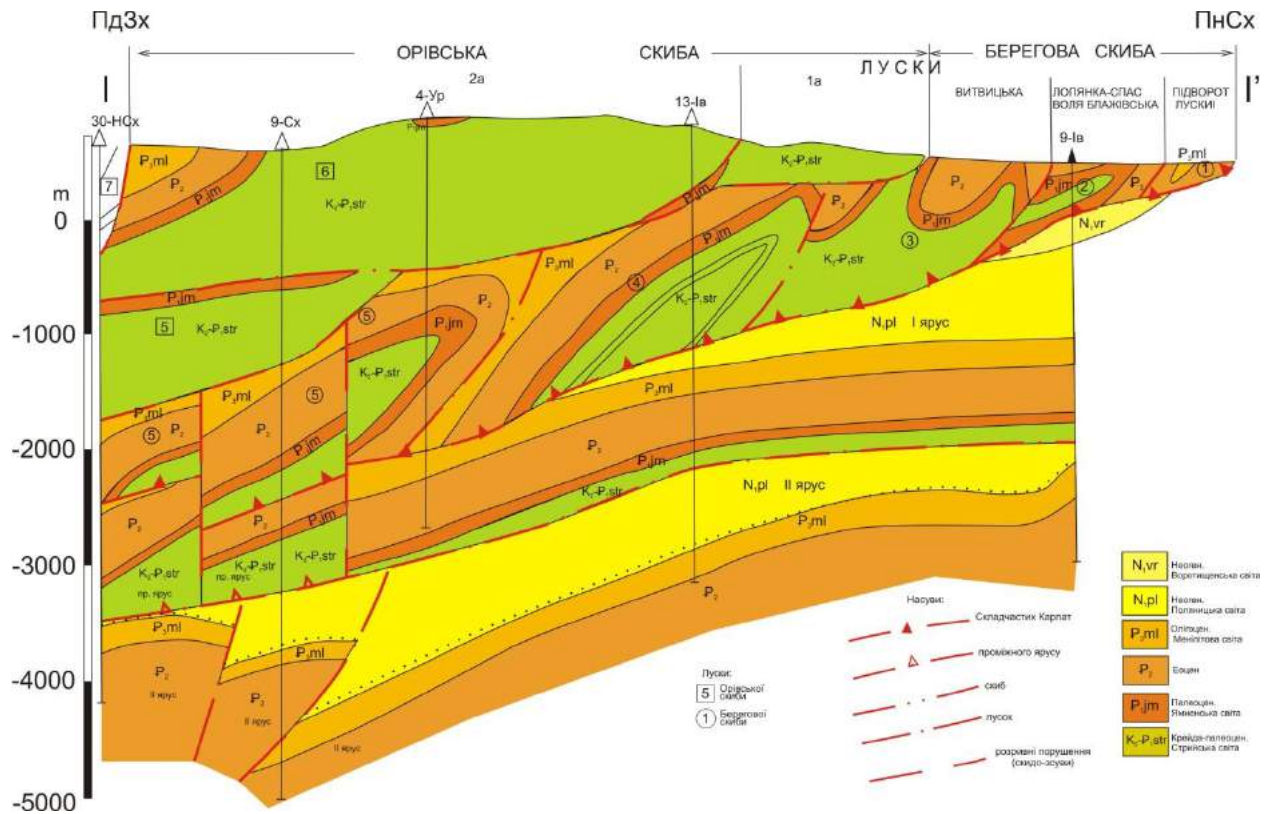


Рис. 2.3. Поперечний геологічний розріз по лінії I – I' Берегової і Орівської скиб Українських Карпат (Шлапінський, 2006, 2015) (лінія перетину I – I' див. рис.2.2)

Друга луска Берегової скиби значно менше поширена. На денній поверхні вона добре розвинута в районі Вигоди-Витвиці (Витвицька антикліналь). Це досить стрімка складка в ядерній частині якої відслонюються породи верхньої крейди-палеоцену (ділянки старого нафтопромислу Витвиця), а на крилах палеоцену.

У південно-східному напрямку вона перебивається похилим насувом Орівської скиби, під яким вона розкрита свердловиною 1-Лолин (Лолинська структура).

У північно-західному напрямку Витвицька складка занурюється і перебивається в районі Любінців (стрийський перетин) Орівським насувом, з-під якого вона виринає в районі Трускавця (Іваники), розширюючись до 1 км. Північно-західніше в районі Борислава вона знову перебивається Орівською скибою, під якою розкрита численними свердловинами (старий нафтовий промисел "Віолетта" в Мражниці). (Рис. 2.4)

Як і передова, друга луска місцями посідає зірване крило, яке на денній поверхні не відслонюється. Воно розкрите багатьма свердловинами площ Танява, Завода і Південна Стінава. Це ділянка Танявського нафтогазоконденсатного родовища і перспективна Ходківська структура. Крило має вигляд похило-хвилястої моноклінальної пластини і складене породами верхньої крейди, палеоцену, еоцену і олігоцену.

Між Густановичами і Іваниками на південний захід від другої луски на поверхні присутня третя, а ще південніше вже під насувом Орівської скиби, ще четверта і п'ята луски. В останній нафтонасичені породи менілітової і стрийської світ розробляються на Верхньомасловецькому родовищі.

На Монастирецько–Старосамбірській ділянці Берегова скиба представлена двома лусками. Південно-східна луска являє собою крупну, протяжну антикліналь з зірваним північно-східним крилом. У склепінні цієї антикліналі (Воля Блажівська складка за В.В.Глушком та І.П.Мочаліним) на денну поверхню виходять відклади верхньої крейди та палеоцену. Північно-східна луска є стрімким підвернутим та зірваним елементом Воля Блажівської складки. Товщина Берегової скиби збільшується тут в південно-західному напрямку, досягаючи декількох кілометрів.

Орівська скиба

Друга луска Скибового покрову. простежується через всі Українські Карпати (Шлапінський, 2006, 2015). З північного сходу вона межує з Береговою скибою, а південно-східніше перетину Слободи Рунгурської, де вже відсутня Берегова скиба, безпосередньо насунута на Бориславсько-Покутський покрив Передкарпатського прогину. З південного заходу на неї насувається Сколівська скиба, а місцями скиба Парашки. Ширина її коливається від 3 км в Лемківському і Гуцульському сегментах до 13 км в Бойківському. У ній виділяється найбільше лусок – до 8 у перетині Борислав-Східниця.

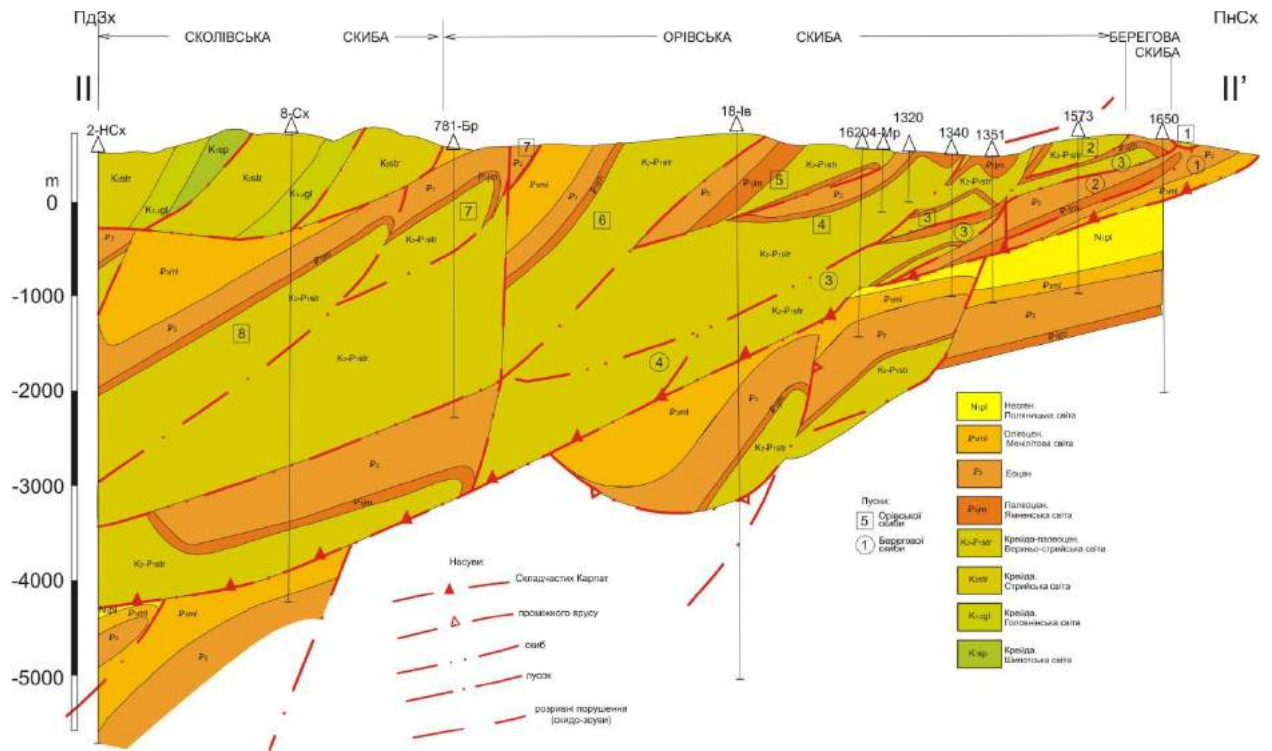


Рис. 2.4. Поперечний геологічний розріз по лінії II – II' Берегової і Орівської скиб Українських Карпат (Шляпінський, 2006, 2015) (лінія перетину II – II' див. рис.2.2)

До найкрупніших лусок скиби відноситься одна з тільних лусок. Протяжність її від Східниці до Усть Путили – 170 км. У північно-західній частині луска (Орівська) представлена на денній поверхні стрийськими і ямненськими відкладами, зім'ятими у систему сполучених складок. Ширина луски тут – 7 км. У стрийському перетині в її складі присутня відома Побукська антиклиналь, у Лужанському – Лужанська. У Делятинському перетині луска має просту моноклінальну будову. Вона майже повністю складена стрийською світою. Ширина її тут є найбільша – 8 км.

У розрізі р. Стрий, в районі Нижнього Синьовидного з-під насуву цієї луски висувається вузький фрагмент її зірваного крила, розкритий параметричною свердловиною 1-Синьовидне (до насуву прилягають еоценові відклади, а у фронті крила – олігоценові). Друга на північ від Орівської луска однойменної скиби простежується від Мражниці (р-н Борислава) до Майданського піввікна на південному сході (протяжність на денній поверхні – 90 км, максимальна ширина в стрийському перетині – 4км). Породи, які заповнюють луску (верхня крейда-олігоцен), зім'яті в серію антиклінальних і

синклінальних складок. Між річками Стрий і Лужанка луска посідає зірване крило, сильно занурене, яке знаходиться на глибині приблизно 2,5 км під основною лускою і в 3,7 км від її чола. Тут воно розкрите глибокими свердловинами 22-Танява, 1-Завода і 1-Синьовидне. Закартоване сейсмозвідкою воно має назву Верхньосиньовидненської структури.

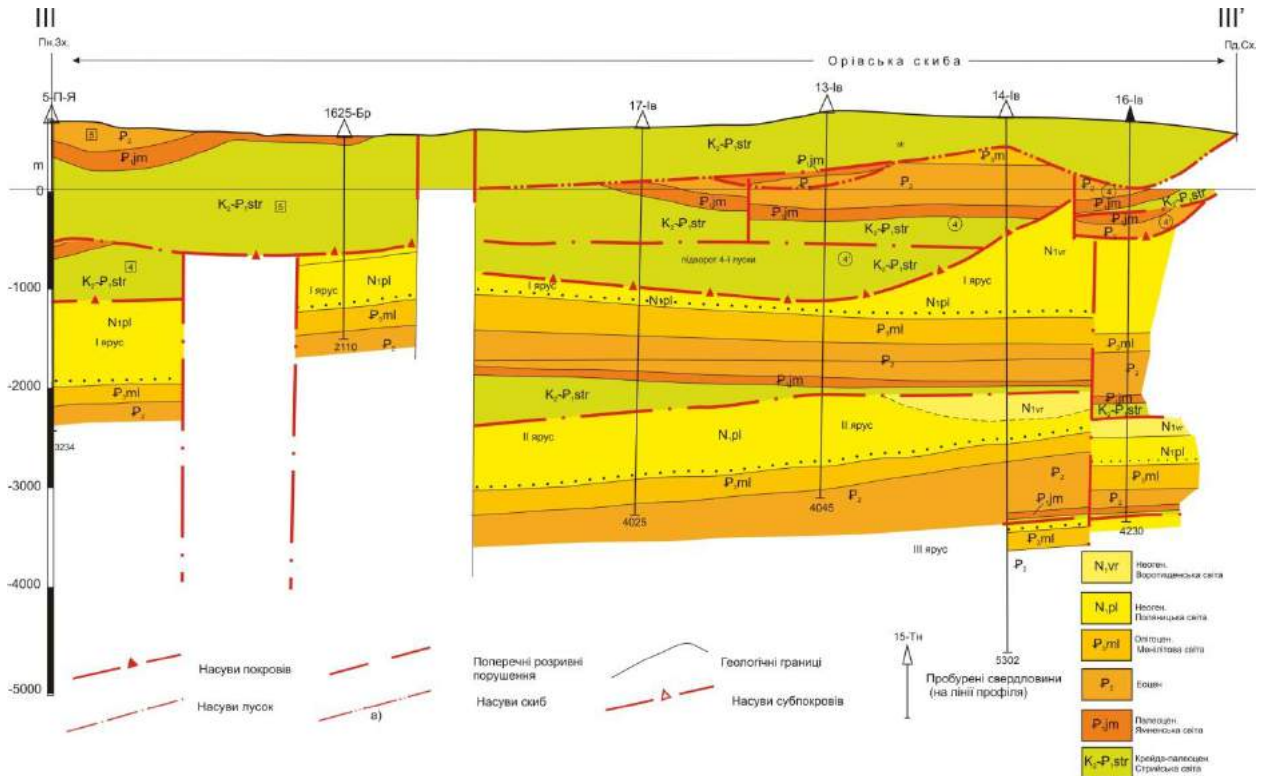


Рис. 2.5. Повздовжній геологічний розріз по лінії III – III' Берегової і Оривської скиби Українських Карпат (Шлапінський, 2006, 2015) (лінія перетину III – III' див. рис.2.2)

Інші луски не такі протяжні і широкі. Часто вони роз'єднані поперечними порушеннями (зсуво-скидами) і встановити баланс між ними перед і за диз'юктивом не просто.

У перетині Свічі Оривська скиба складається з 7 лусок. Будова її ускладнюється тим, що в її межах присутні два поверхи лусок (5 – в нижньому і 2 – в верхньому). На денній поверхні тут відслонюється від чотирьох до п'яти лусок.

У перетині Борислав-Східниця Оривська скиба налічує аж 8 лусок. До антиклінальних складок у цих лусках приурочені такі ділянки нафтових

родовищ як Мражниця, Міріам, Рипне, Вапнярка, Опака і найкрупніше родовище Складчастих Карпат – Східницьке.

2.1. Висновки до розділу 2

Українські Карпати – це один із найбільш детально геологічно досліджених частин Західного регіону України. Величезна кількість наукової інформації, щодо будови Карпатського регіону опублікована декількома поколіннями видатних дослідників, особливо отриманою завдяки глибинному бурінню, яке розпочалось в середині ХХ століття дозволяє сьогодні одержати новий рівень знань щодо будови, геологічного розвитку і нафтогазоносності цієї надзвичайно складної і різноманітної та перспективної території.

РОЗДІЛ 3

СТРАТИГРАФІЯ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

В палеогеновому фліші Українських Карпат виразно виділяються три комплекси. Перший – це палеоценові масивні ямненські пісковики і підстеляючий строкатоколірний горизонт. Другий – складно-побудований еоценовий комплекс, який загалом складається з ритмічно перешарованих піщаних і зелених аргілітів і окремих горизонтів пісковиків. Третій комплекс – олігоценові чорні не вапнисті скременілі відклади (менілітові сланці).

Вперше думку про палеоценовий вік ямненського пісковика висунула Є.В.Мятлюк (Мятлюк, 1950). Ямненський пісковик автор називає ямненською серією або як горизонт примітивних піщаних форамініфер, які представлені аглютинованими рештками *Hyperamina cylindrical* (Glaessner), *Proteonina complanata* (Franke), *Reophax splendidus* (Grzyb.) та под. Товщина ямненського пісковика приблизно становить від перших метрів до 300 м.

Як зазначає Вялов О.С. (Вялов, 1985), в ямненському пісковика є різні роди і види, відомі в стрийській серії, але в цілому відрізняються великою бідністю в кількісному відношенні. Характерних видів форамініфер для ямненської серії виділити неможливо. По своєму складу і появі в верхній частині представників *Ammosphaeroidina* і *Haplophragmoides subsphaeroides*, ця фауна найбільше схожа до фауни верхньої частини світи Гарячого Ключа північно-західного Кавказу (встановлено більше 15 загальних видів), відрізняючись меншою домішкою видів нижньої частини датських шарів. Враховуючи таке розташування у розрізі, при якому ямненські пісковики підстеляються серією стрийських шарів з датською фауною форамініфер, а перекриваються відкладами витвицької серії, верхня частина яких відноситься по фауні нумулів до нижнього еоцену, найбільш ймовірно ці верстви відносити до палеоцену.

Щодо палеоценового віку ямненського пісковика притримувалась і Маслакова Н.І. (Муратов и Маслакова, 1950) Автор перелічує значний у видовому відношенні комплекс форамініфер, подібний до комплексу лютської світи Внутрішніх Карпат і світи Гарячого Ключа північного Кавказу. Звідси визначено: *Globorotalia aff. subbotinae* Morozova, *Gl. Angulata* (White), *Globigerina triloculinoides* (Plummer), *Gl. ex gr. bulloides* Orb., *Eponides ex gr. trumpyi* Nuttall, *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira charoides* (P. et J.), *Hormosina ovulum* (Grzyb.) види, які зустрічаються і в лютській світі. Крім того ще зустрічаються: *Globigerina complanata* Plummer, *Cassidulina ex gr. Subglobosa* Brady, *Planulina sp.*, *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Gaudryina ex gr. reussi* Hantken, *Rzehakina epigone* (Rzehak).

Остаточне значення для вирішення дискусії про вік ямненських пісковиків мали знахідки в селі Яремче, по річці Прут нумулітів. В 1957р. Г.І Немков і К.Л. Хлопонін (Немков і Хлопонин, 1957) описують вид *Nummulites solitaires de la Harpe*.

В строкато колірних аргілітах яремчанського горизонту знайдені дрібні форамініфери датського і палеоценового віку, які були визначені Н.В. Дабагян (Вялов і Дабагян, 1960). Зокрема це форамініфери: *Hyperammia nova* Mjatl., *Nodellum rhumbleri* (Franke), *Ammodiscus glabratus* Cushm. et Jarvis, *Karreriella horrida* Dab., *Pullenia aff. Orryelli* White, *Gyroidina sp.*, *Stensioina caucasica* (Sub.), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globorotalia ex gr. membranacea* (Ehrenberg), *Anomalina taylorensis* Garssey, *Anomalina sp.*, *Cibicides danicus* Brotzen, *C. variantus* Dab. Крім форамініфер в строкато колірних аргілітах зустрічаються також остракоди.

Окрім форамініфер та остракод в покрівлі строкато колірних порід яремчанського горизонту, ще Р. Зубер у 1918 році (Zuber, 1918) в околицях міста Делятин знайшов корали. Крім того ним визначені багато численні *Lithotamnium gosa viensa* і *Cirripedia (Pollicipes hausmanni)* Koch.

Et Durker), а також був знайдений невеликий уламок белемніту, фрагменти черепашок устриць і визначений до роду екземпляр *Crania*. Фауна коралів була описана також Й. Феліксом (Felix, 1909), що визначив: *Litharaea distans* Felix, *Actinacis cymatoclysta* Felix, *Astracopora octaphylla* Felix, *A. hexaphylla* Felix, *Letophyllia* sp., *L. clarus* From, *Thalmastraea aff. tenuissima* L. H, *Astrocoenia cf. neocomiensis* From., *A. hexaphylloides* Felix, *Polytremacis cf. ungeniensis* Kobu і ін.

В підосві яремчанського горизонту в лівому борті річки Прут в прошарках органогенно-детритових вапняків Я.В. Совчик (Портнягина і Совчик, 1968) визначив три екземпляри представників роду *Dyscocyclus*, які є безперечним доказом палеоценового віку вміщуючих порід.

З того ж розрізу були пошарово відібрані зразки для палінологічного аналізу. Спори і пилок визначені в червоних і зелених аргілітах по всьому розрізу строкато колірної пачки, найбільш багаті спектри встановлені в її основі – це численний і різноманітний пилок покритонасінних. Найбільш характерні види (визначення Л.А. Портнягіної): *Nudopollis terminalis* Pfl., *Stephanoporopollenites hexaradiatus* Kr., *S. Pentaradiatus* Kr., *Latipolöis* sp., *Tetrapollis validus* Kr., *Vacuopollis orthopyramis* Pfl., *Subtriporopollenites constans* Pfl., *S. anulatus* Pfl., *Triatripollenites pseudorurensis* Pfl. і ін. Даний комплекс, згідно з даними автора, схожий з палеоценовим комплексом Німеччини, і в меншій мірі півдня України. Ці дані свідчать про палеоценовий вік яремчанських шарів.

Зміни в літофаціальних особливостях ямненської світи супроводжується зміною в складі асоціацій форамініфер (Іваник і Маслун, 1977). Чітке виділення масивних ямненських пісковиків і яремчанських верств спостерігається в північно-західній частині Передкарпатського прогину. На площах Танява, Витвиця в строкато колірних утвореннях Н.В. Маслун (Іваник і Маслун, 1977) визначила наступні види: *Silicobathysiphon dubia longoloculus*, *S. dubia dubia*, *S. dubia*

cylindrica, *Hyperammia cylindrica cylindrica*, *Dendrophrya cf. maxima*, *D. Excelsa*, *D. deformabilis*, *D. manjavica*, *Bogdanovicziella complanata*, *Carpathiella ovulum ovulum*, *Trochamminoides irregularis*, *Karrerella aegra*, *Recurvoides varius*, *Glomospira charoides*, *Cystamminella pseudopauciloculata*, *Rzehakina epigone*, *R. fissistomata*, *Nuttalites aff. trümpyi*, *Subbotina triloculinoides*.

Фаціальною відміною всієї ямненської світи є битківські верстви, виділені в 1961 році О.С.Вяловим (Вялов, 1961) в районі селища міського типу Битків на північному схилі Карпат в межах Берегової скиби. Ці верстви представлені зеленими і вишнево-червоними аргілітами, які у вигляді тонких проверстків перешаровуються з алевролітами і пісковиками. В окремих випадках ямненські пісковики зникають і їх місце в розрізі займає суцільна товща строкатоколірних порід.

На основі мікропалеонтологічного вивчення розрізів битківських верств, пробурених рядом свердловин в Битківському районі Н.В.Маслун (Іваник і Маслун, 1977) виділений наступний комплекс форамініфер: *Hyperammia nova*, *H. intermedia*, *H. subdiscretiformis*, *H. bitkovensis*, *H. jamnensis*, *Carpathiella ovulum ovulum*, *Grzybowskiella angusta*, *Trochammina altiformis*, *Trochamminoides ammonoides*, *Nodellum velascoense*, *Bogdanovicziella complanata*, *Asanospira grzybowskii*, *Glomospira gordialis*, *Gl. serpens*, *Dendrophrya cf. maxima*, *Rzehakina epigona*, *Cystamminella grzybowskii*, *Cystammina intermedia*.

Вивчаючи вертикальний розподіл форамініфер, знайдених в палеоцені (Іваник і Маслун, 1977), не виявлено різниці між верхньою і нижньою частиною розрізу. Автори вважають, що виділяти окремо ямненську світу, представлену тільки масивними і грубошаруватими пісковиками не потрібно. В поняття ямненської світи повинен входити весь розріз – яремчанські верстви, ямненські пісковики і інші літофаціальні різновиди.

В роботі автор за основу брала стратиграфічне розчленування товщі палеогену виробничих організацій Управління бурових робіт (УБР) м. Борислав, м. Надвірна, м. Долини, м. Івано-Франківськ, Нафтогазорозвідувальних експедицій (НГРЕ) м. Стрий, м. Самбір, м. Калуш, а також УкрДГРІ.

3.1. Висновки до розділу 3

Стратиграфічні дослідження палеоценових відкладів Карпатського регіону почалися ще на початку ХХ століття. Головна увага була зосереджена на вивченні коралів, остракод та форамініфер. Впродовж багатьох років тривали дискусії та ревізія палеонтологічних досліджень та висновків. На теперішній час, опираючись на мікропалеонтологічне вивчення форамініфер, обґрунтовано палеоценовий вік нашарувань в межах Українських Карпат.

РОЗДІЛ 4

МЕТОДИКА ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

4.1. Фактичний матеріал

Район досліджень охоплює Берегову і Орівську скиби Українських Карпат. Досліджені палеоценові відклади, знаходяться як у відслоненнях, так і на значних глибинах (0–4000 метрів і більше). Камінний матеріал, який став підґрунтям для написання дисертаційної роботи був зібраний автором особисто під час експедиційних робіт відділу седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України. Матеріалом для проведення досліджень слугували зразки порід з 18 глибоких свердловин та 18 відслонень, з яких відібрано більше 250 зразків, 167 шліфів та результати геофізичних досліджень свердловин (ГДС) із 85 свердловин, які рівномірно охоплюють всю територію від кордону з Польщею до кордону з Румунією.

4.2. Методика досліджень

Мінералого-петрографічні дослідження палеоценових відкладів Берегової і Орівської скиб Українських Карпат проводились на основі комплексної методики за наступною схемою:

- відбір зразків в польових умовах;
- макроскопічне вивчення порід;
- дослідження порід у шліфах;
- гранулометричний аналіз;
- рентген-дифрактометричний аналіз глинистих мінералів;
- хімічний аналіз порід;
- геофізичні дослідження свердловин;
- літолого-фаціальні дослідження;
- палеоокеанографічні реконструкції

4.3. Методи досліджень

В польових умовах відібрані взірці вивчались макроскопічно визначенням: кольору, структури, текстури, міцності та інших ознак.

При дослідженні теригенних порід у шліфах (167 шліфів) встановлювались:

- мінеральний склад уламкових зерен;
- структурні й текстурні особливості порід (розмір зерен, форма, ступінь відсортованості, взаєморозташування уламкового матеріалу);
- мінеральний склад цементу;
- вторинні мінеральні новоутворення.

Мінерали групи глин вивчались методом рентгеноструктурного аналізу (аналітик Яремчук Я.).

Побудова літолого-седиментологічних моделей здійснювалась на основі інтерпретації геофізичних досліджень. Результати геофізичних досліджень свердловин (ГДС), які представлені низкою якісних та кількісних параметрів відображають певні риси літологічного складу та умов утворення відкладів. Інтерпретація даних геофізичних досліджень свердловин є основою для створення як літологічних, так і седиментаційних моделей, які дозволяють визначити характер поширення потенційних порід-колекторів, пов'язаних з певними генетичними типами фацій.

Таку методику розроблено у відділі седиментології провінцій горючих копалин ІГГК НАН України, який був апробований при вивченні нижньо- та верхньокрейдових нашарувань Північнокримського прогину.

Послідовність досліджень була наступною:

1. Побудова літологічних розрізів по свердловинах, де присутні породи палеоценого віку на основі інтерпретації комплексу геофізичних досліджень свердловин з урахуванням кернових матеріалів.

2. Літологічна типізація розрізів.

3. Перерахунок кількості пісковиків, алевролітів і аргілітів і побудова карт ізоліт.

4. Встановлення переважаючих типів розрізу осадової товщі на основі кількості пісковиків, алевролітів і аргілітів. Метод базується на виділенні в розрізі піщаних, алевритових, і глинистих пачок і відповідно виділення площ, де переважають осадові тіла піщаного, алевритового і глинистого складу. Останні, виділялись шляхом визначення середньозваженого вмісту основних літотипів (пісковики, алевроліти, аргіліти) у розрізі з кроком 20 м.

5. Проведення фаціальної діагностики кластогенних акумулятивних утворень за даними геофізичних досліджень свердловин, згідно з методикою (Муромцев, 1983; Pořebski, 1999). Побудова на цій основі седиментаційних перетинів, які становлять підґрунтя для регіональних седиментолого-палеоокеанографічних реконструкцій.

6. Створення седиментолого-палеоокеанографічних моделей на палеоценовий час формування регіональних кластогенних тіл. Обґрунтованість реконструкцій контролюється відсутністю протиріч просторовому поширенню фаціальних обстановок. Зокрема, враховується положення про уніфіковану фаціальну структуру теригенного шельфу (Селли, 1989; Лисицын, 1988), повноту комплексу акумулятивних тіл та їхнє закономірне просторове співвідношення: верхній – середній – нижній – конус виносу. При локалізації конусів виносу приймається до уваги конфігурація та морфоструктурні особливості седиментаційного басейну, його палеоруслу.

Послідовність таких досліджень дасть змогу з'ясувати взаємозв'язок обстановок осадоагромадження, виявлених по окремих

фаціальних елементах, прогнозувати просторовий розвиток фацій згідно обраної моделі седиментації, вивчити літофації палеоцену та прогнозувати нафтогазоперспективні об'єкти.

4.4. Висновки до розділу 4

Застосування низки методів: мінералого-петрографічні дослідження, визначення колекторських властивостей порід, рентген-дифрактометричний аналіз, хімічний та спектральний аналізи дозволило одержати необхідні як мінералого-петрографічні та геохімічні характеристики палеоценових відкладів ямненської світи, і визначити мінералого-петрографічний склад потенційних порід-колекторів та визначити пов'язані з ними перспективні ділянки для видобутку вуглеводнів.

РОЗДІЛ 5

ПОШИРЕННЯ ТА ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНЕ ЗІСТАВЛЕННЯ РОЗРІЗІВ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

5.1. Поширення відкладів палеоцену

На теперішній час проведено значний обсяг геологічних та мінералого-петрографічних досліджень відкладів палеоцену, які висвітлені в численних публікаціях (Лінецький, 1957; Доленко, 1962; Пилипчук і Вуль, 1981; Габінет, 1985; Вялов, 1988; Вуль, 1995; Крупський та ін., 2014). Ці дослідження стали вагомим підґрунтям для встановлення закономірності поширення відкладів палеоцену, виокремлення полів з домінування окремих типів порід та їх фаціальні заміщення в межах дослідженої території.

За основу була прийнята стратиграфічна схема (Вялов, 1988; Маслун, 2015) згідно з якою в межах дослідженої території палеоцен був виділений за фауною фораменіфер *Globorotalia angulata* White, *Nummulites deserti* (Harpe та ін.) і представлені ямненською світою в об'ємі ярусів: датський, монтський та танетський.

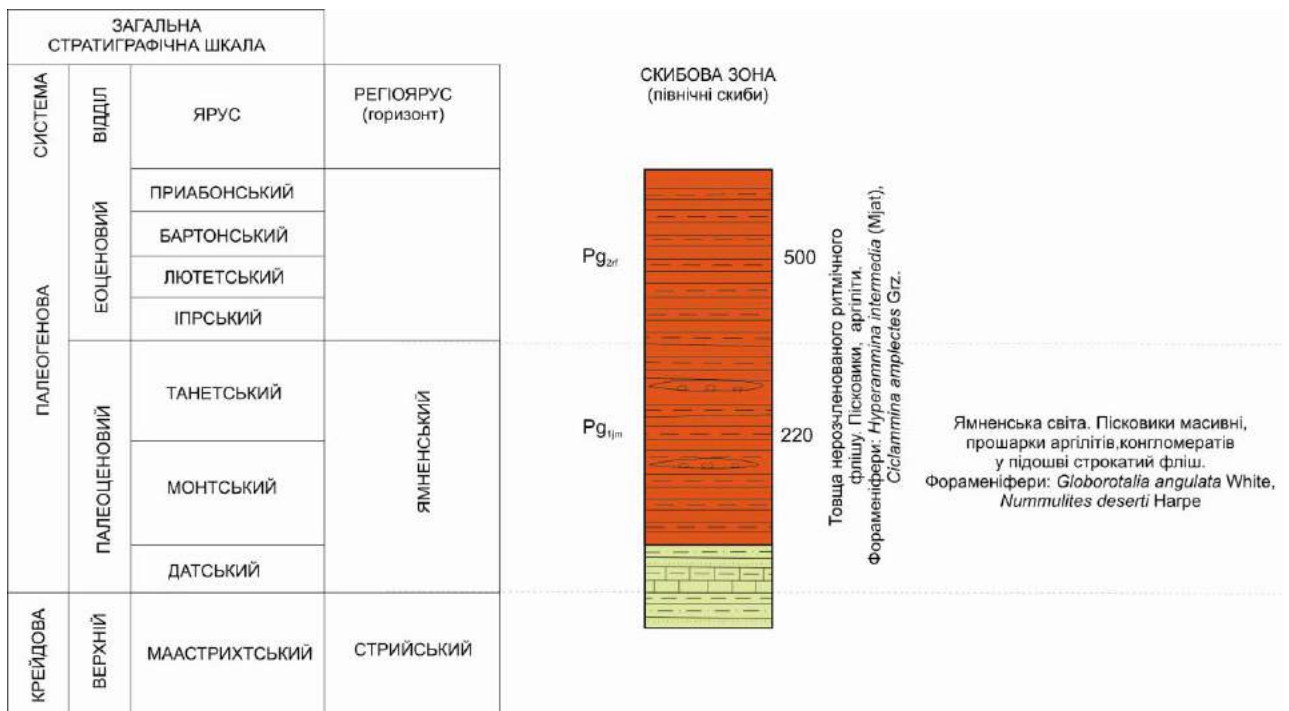


Рис. 5.1.1. Літолого-стратиграфічна схема відкладів палеоцену Скибової зони Українських Карпат (Вялов, 1988; Маслун, 2015)

Палеоцен представлений відкладами ямненської світи, яка розповсюджена в межах всієї Берегової та Орівської скиб Скибової зони, а також у Бориславсько-Покутській зоні. Світа складена товсто шаруватими, сіроколірними, різнозернистими, кварцовими, глауконіт-кварцовими з карбонатним і глинисто-кремнистим цементом так званими «ямненськими» пісковиками, лінзами гравелітів і конгломератів, пачками аргілітів і тонкоритмічним строкато колірним флішем, який становить так званий «яремчанський горизонт», що залягає в основі світи. Літологічно горизонт представлений тонким чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Пісковики і алевроліти кварцові і глауконіт-кварцові, дрібнозернисті, не вапнисті, сіро-зеленого і зеленого кольору. Аргіліти вишнево-червоні і зелені, не вапнисті. Іноді в розрізі спостерігаються прошарки гравеліту, що складається з екзотичного матеріалу, в основному з зелених філітів. Над ямненськими пісковиками залягає пачка строкато колірних порід. За літологічним складом породи схожі з яремчанським горизонтом. Це строкато колірні, вишнево-червоні і зелені не вапнисті аргіліти і зеленувато-сірі не вапнисті щільні пісковики і алевроліти.

Карта 5.1.2. демонструє низку проаналізованих відслонень (18 відслонень) та свердловини (85 свердловин) в межах дослідженої території – Орівської та Берегової скиб Скибової зони Українських Карпат. Дослідження порід палеоцену з цих відслонень та свердловин стали вагомим підґрунтям для встановлення закономірності поширення ямненської світи палеоцену, її фаціальну мінливість а також закономірності зміни типів літологічних комплексів: піщаного, алевролітового та аргілітового.

5.1.1. Дослідження відкладів палеоцену у відслоненнях

Як показали наші дослідження, та аналіз попередніх робіт (Доленко, 1962; Вялов, 1988; Лінецький, 1957), відклади палеоцену поширені в межах всієї вивченої території – Берегової та Орівської скиб, але вищезгадані три

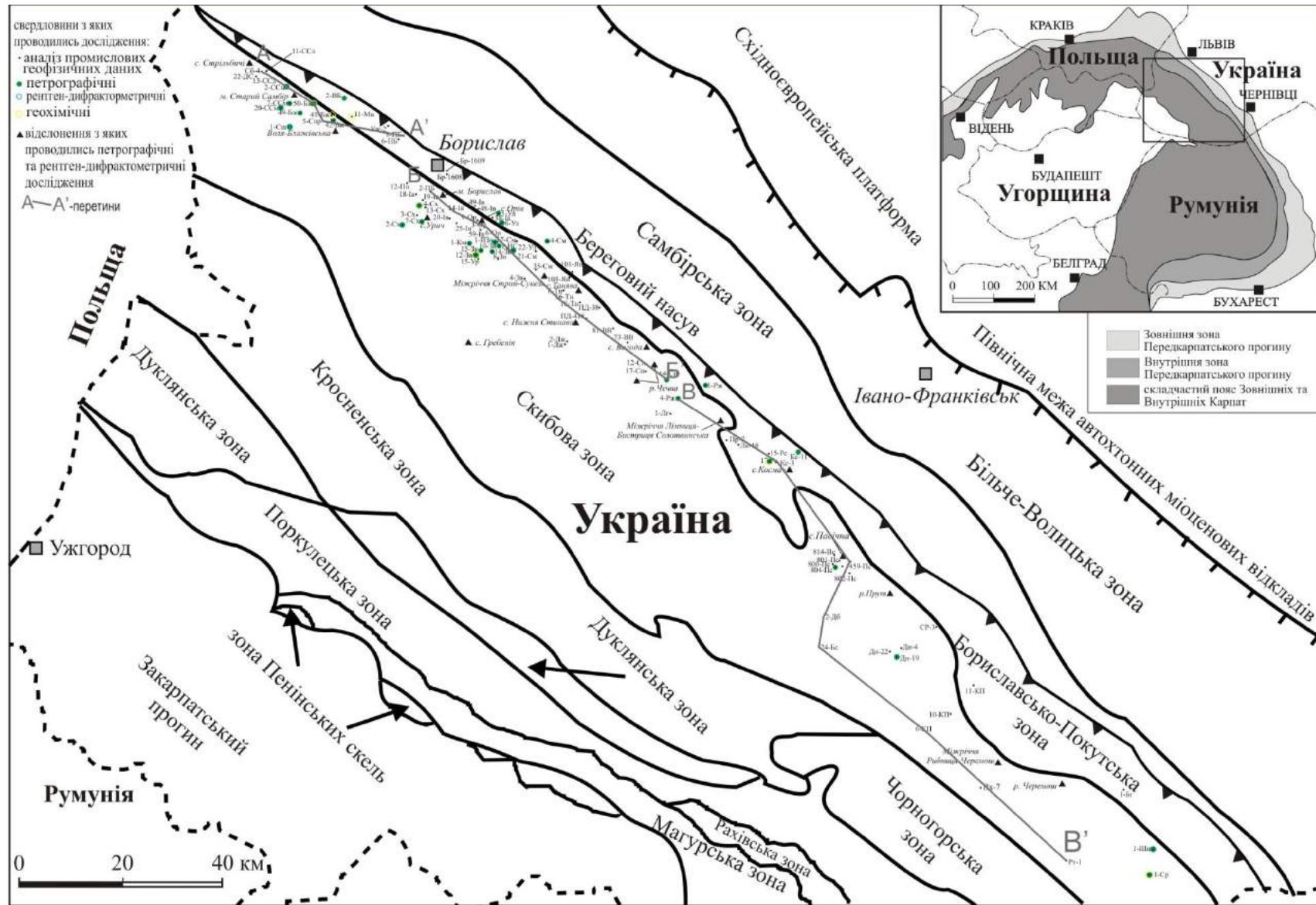


Рис.5.1.2. Карта фактичного матеріалу: свердловини та відслонення в межах Берегової та Орівської скиб Українських Карпат з яких аналізувалися відклади палеоцену. Геологічна будова (за Шакін та ін.,1977; Круглов та ін., 1985, Шлапінський 2015) (умовні позначення назв свердловин див. на наступній сторінці)

Умовні позначення до рисунка 5.1.2.

Свердловини: Бж – Блажівська, БМ – Блажів-Монастирецька, Бр – Бориславська, Бг – Бергометська, Бс – Бистрицька, Бск – Бісківська, Бт – Битків-Бабченська, ВБ – Воля Блажівська, ВВ – Вигода Витвицька, Гр – Геринська, Дб – Довбушанська, Дл – Долина, Дн – Делятинська, Дс – Добромиль-Стрільбицька, Зв – Завода, КМ – Космач-Покутська, Кс – Космацька, Лк – Луквинська, Лг – Лугівська, Мн – Монастирецька, Ор – Орівська, ПБ – Північно-Бориславська, ПД – Північно-Долинська, ПДн – Північно-Делятинська, ПМ – Південно-Монастирецька, Пн – Пнівська, Пп – Попельська, Пр – Перегінська, Пс – Пасічнянська, Рж – Рожнятівська, Рс – Росільнянська, Рт – Росточки, Сб – Стрільбицька, Сл – Смільнянська, См – Семигинівська, Сп – Спаська, Спр – Спринська, СР – Слобода-Рунгурська, ССл – Старосільська, ССм – Старосамбірська, Суш – Сушицька, Сх – Східницька, Тн – Танявська, Ул – Уличнянська, Ур – Урицька, Ян – Янківська, Шп – Шепіт, Ср – Сергії.

літологічні різновиди порід палеоцену, які досліджувались, встановлені не у всіх відслоненнях. Як буде показано далі, зустрічаються розрізи де один або два різновиди відсутні.

Були вивчені 18 відслонень ямненської світи палеоцену в межах Берегової та Орівської скиб, які рівномірно охоплюють всю територію від кордону з Польщею до кордону з Румунією (рис. 5.1.2), а саме відслонення: в околицях населених пунктів та біля річок (з північного заходу на південний схід): с. Стрільбичі, м. Старий Самбір, с. Воля Блажівська, м. Борислав, с. Урич, с. Орів, міжріччя Стрий-Сукель, с. Танява, с. Гребенів, с. Нижня Стинава, с. Вигода, р. Чечва, міжріччя Лімниця-Бистриця Солотвинська, с. Космач, с. Пасічна, р. Прут (околиця м. Яремча), міжріччя Рибниця-Черемош, р. Черемош.

Розріз біля с. Стрільбичі.

Виходи порід ямненської світи спостерігаються на лівому схилі потоку Стрільбичі (Левурда) на західній околиці села, в 600 метрах від перехрестя доріг Старий Самбір – Добромиль. Це різнозернисті кварцові пісковики, майже рихлі піски жовтувато-сірого кольору. Зустрічаються два типи пісковиків, ті які реагують з HCl і ті, які не реагують. Місцями пісковики переходять в дрібні гравеліти. В пісковиках і пісках розсіяна галька кутувато-обкатана різного розміру, місцями гальки згущуються в короткі лінзи або лінзовидні прошарки дрібно галькових конгломератів і гравелітів. Потужність товщі досягає 50 метрів. В південно-східному напрямку по р. Бистриця Підбужська конгломератові прошарки значно зменшуються в потужності і проявляються більш чітко у вигляді лінз.

Розрізи в околицях м. Старий Самбір і с. Воля Блажівська.

На площі Воля Блажівська в межах Берегової скиби ямненський пісковик значно збільшується в потужності досягаючи 200 м і містить прошарки сірих і зеленувато-сірих сланців. В верхній частині він слабо зцементований і містить прошарки екзотичних конгломератів, які складаються з гальки вапняків, зелених і червоних філітів, щільних сірих

пісковиків. Аналогічний розріз спостерігається в районі с. Стрільбичі і в долині р. Дністер біля Старого Самбора. Тут ямненський пісковик в верхній частині слабо зцементований і містить прошарки екзотичного конгломерату.

Розріз в околицях с. Урич.

Типові відклади ямненської світи відслонюються неподалік смт. Східниця, в околицях с. Урич (г. Камінь або скелі Тустань). Вони представлені масивними, грубошаруватими, світло-сірими і жовтуватими пісковиками з прошарками та лінзами гравелітів і дрібно галькових конгломератів. Досліджене відслонення (Гавришків, 2008; Сеньковський та ін., 2006) являє собою ерозійний останець, що характеризується вертикальним заляганням порід і “матрацеподібною” окремістю (рис. 5.1.1.1, 5.1.1.2).



Рис. 5.1.1.1 Груборитмічні піщані відклади палеоцену поблизу с. Урич (наскельна фортеця Тустань).



Рис. 5.1.1.2. Масивні відслонення палеоценових відкладів с. Урич.

Розріз в міжріччі Стрий-Сукель і в околицях села Танява.

В міжріччі Стрий-Сукель над'ямненський строкато колірний горизонт відділяється від ямненського і заходить в відклади манявської світи. Його потужність досягає 150 м. В околиці с. Танява встановлені відклади палеоцену, які представлені ямненськими пісковиками, їх потужність складає 45–50 метрів.

Розрізи в околицях сіл Гребенів та Нижня Стинава.

На околиці села Гребенів, правий борт річки Орява у відслоненнях спостерігається потужна товща ямненського пісковика більше 200 м, пісковик карбонатний, цемент взаємодіє із HCl. Далі вниз по розрізу пісковик заміщується строкато колірним горизонтом – перешарування пісковиків та аргілітів, товщина горизонту, яка відслонюється становить 1 метр.

В околиці села Нижня Стинава по річці Стинавка, на її правому березі у відслоненні встановлено фрагментарно ямненські пісковики потужністю близько 2 метрів.

Розріз в околиці села Вигода

На лівому борті річки Свіча в околиці села Вигода відслонюються відклади палеоцену, які представлені зверху вниз: ямненськими пісковиками товщиною 2 метри, які заміщуються конгломератами, товщина яких теж складає 2 метри, а далі вниз по розрізу конгломерати заміщуються строкато колірним горизонтом – перешаруванням алевролітів та аргілітів коричнево-сірого кольору потужністю 1 метр.

Розрізи вздовж річки Чечва.

Проведені дослідження у відслоненнях вздовж річки Чечва показав, що яремчанський строкато колірний горизонт найбільше поширений на південний схід від цієї річки. На північний захід від річки Чечва він зустрічається спорадично, причому головним чином в південних скибах Скибової зони Українських Карпат. Строкатоколірний над'ямненський горизонт, який завершує розріз палеоцену і залягає на ямненському пісковіку, навпаки, регіонально поширений в північно-західному районі Скибової зони Українських Карпат і фрагментарно зустрічається на південному сході від річки Чечва, а на північному заході строкато колірний горизонт займає нестійке положення по відношенню до покрівлі ямненського пісковіку і до підшви вище залягаючої манявської світи. У відслоненнях сіл Воля Блажівська, Орові та Урож та їх околиць він чергується з ямненськими пісковиками, а іноді повністю їх заміщує.

Розрізи в міжріччі Лімниця-Бистриця Солотвинська та в околицях села Космач.

В міжріччі Лімниця – Бистриця Солотвинська ямненські пісковики повністю заміщені суцільною строкато колірною товщою нерозчленованого ритмічного флішу (потужність 20 м). На відслоненні в околиці села Космач, окрім строкато колірного флішу встановлена товща ямненських пісковиків максимальною потужністю 30 метрів.

Відклади палеоцену у відслоненні в околиці міста Яремча на лівому березі річки Прут представлені трьома різновидами порід ямненської світи.

Знизу догори було встановлено строкато колірну товщу (яремчанський горизонт, потужність 70 м), яка змінюється ямненськими пісковиками потужністю 330 м, що починається нерівномірним чергуванням пісковиків з темно-сірими і зеленуватими аргілітами, далі ввєрх по розрізу переважають грубошаруваті масивні пісковики з тонкими прошарками темно-сірих аргілітів, гравелітів і тонко ритмічного флішу (рис. 5.1.1.3).



Рис. 5.1.1.3. Стратотип ямненської світи м. Яремче р. Прут.

Розрізи в міжріччі Рибниця-Черемош, та вздовж р. Черемош.

Відслонення на північній окраїні с. Тюдів, 3,5 км від с. Кути, лівий берег р. Черемош. На поверхню виходять глибинні складки Карматури. Розріз починає яремчанський горизонт (рис. 5.1.3.4) червоні, темно-сірі і зелені аргіліти утворюють дрібний осип (потужністю 20 м).



Рис. 5.1.1.4. Яремчанський горизонт, пн. околиця с. Тюдів

Далі йде гравеліт, (рис. 5.1.1.5) який переходить в пісковик. Серед цих пісковиків є олістростроми і олістоліти порід шипоту і порід Мармарошського масиву. Потужність >70 м.



Рис. 5.1.3.5. Прошарок гравеліту в палеоценових відкладах, с. Тюдів

Далі в руслі р. Черемош (складка Плоского) відслонюються типові ямненські пісковики (рис. 5.1.1.6) з типовими для неї септаріями округлої форми, що утворилися під час діагенезу, коли Са з розсолів концентрувався в окремих центрах утворюючи стяжіння.



Рис. 5.1.1.6. Типові масивні ямненські пісковики в руслі р. Черемош

Грунтуючись на наших дослідженнях із відслонень, а також аналізуючи праці (Доленко, 1962; Вялов, 1988; Лінецький, 1957), було встановлено, що ямненський пісковик заміщується строкато колірною товщею ритмічно перешарованих порід (пісковики, алевроліти, аргіліти) як по розрізу, так і по площі. Потужність строкато колірних горизонтів окремо зазвичай не перевищує 60 м, але при фаціальному заміщенні ямненського пісковика ці горизонти можуть досягати 100–150 м.

Щодо товщини ямненського пісковика, відбувається її зменшення на ділянках Орова, Майдану, Покутських Карпат і в меншій мірі – в районах Болехова і Старої Солі, тобто в напрямку на північний захід. На ділянці Орова потужність ямненських пісковиків становить 70 м, на ділянці Майдану (в міжріччі Лімниця – Бистриця Солотвинська) їх повністю заміщають строкато колірні шари. У Покутських Карпатах, в околиці села Космач, їх товщина складає всього 20–30 метрів, а в околиці села Вижниця, на окремих ділянках, всередині ямненського пісковика з'являються окремі прошарки строкато колірних порід, а іноді строкато колірні породи повністю заміщують пісковики. Між цими ділянками відбувається збільшення потужності ямненського галечнику. В районі Старого Самбора його потужність досягає 200 метрів, в районі села Вигода – 140 метрів, а по річці Прут – 100 метрів.

Значна зміна потужності ямненської світи відбувається також і в поперечному напрямку до Передкарпатського прогину і Скибової зони Карпат. Зазвичай відбувається закономірне зменшення потужності цієї світи від Скибової зони Карпат до Передкарпатського прогину. Так, в басейні р. Сукеля, біля с. Витвиця потужність ямненської світи в Орівській скибі складає 150 м, в Береговій скибі – 120 м, а в Долинській глибинній складці внутрішньої зони прогину цих відкладів вже немає. В районі міста Борислава потужність її в Береговій скибі складає 100–125 м, а в Бориславській глибинній складці прогину – 50–80 м. В Покутських Карпатах в південних складках потужність ямненського пісковика є більшою, ніж в північних. В міжріччі Рибниця – Черемош на складці Каменистого його потужність становить – 60 м, а на складці Брусного – 168 м.

5.1.2. Дослідження відкладів палеоцену у свердловинах

Як продемонстровано на карті фактичного матеріалу (рис. 5.1.2) за основу дослідження поширення відкладів палеоцену в Береговій та Орівській скибах Українських Карпат було використано результати ГДС із 85 свердловин, які рівномірно охоплюють всю територію від кордону з Польщею до кордону з Румунією. Це площі: Стара Сіль, Стрільбичі-Хирів, Старий Самбір, Воля Блажівська, Монастирець, Пн. Борислав, Борислав, Східниця, Іваники, Орів, Улично, Завода, Семигинів, Танява, Струтинь, Росільна, Луква, Космач, Дзвіняч, Битків-Пасічна, Делятин, Бергомет-Бамила.

Проаналізовано товщини порід палеоцену і на палінспастичній основі, (Вуль, 1995) та реконструйовано поширення нашарувань ямненської світи в палеоценовий час.

Як видно з рисунка 5.1.2.1 максимальні товщини відкладів палеоцену встановлено у південно-західній частині району досліджень, де вони досягають своїх максимальних значень – 200 метрів, також у північно-західній частині району досліджень поблизу з кордоном з Польщею загалом спостерігаються максимальні товщини, що сягають 150–200 метрів, що дуже добре корелюється із нашими дослідженнями у відслоненнях.

В центральній частині нашарування ямненської світи палеоцену на площі Росільна, Дзвіняч, Пасічна піщані утворення не встановлені, так само як і поблизу кордону з Румунією на площі Космач-Покутська та Лопушнянській площі. На південному-сході дослідженої території спостерігаємо, що товщини піщаних нашарувань ямненської світи палеоцену такі ж, як і на більшій частині району досліджень, тобто коливаються від перших метрів і досягають максимальних значень – 150 метрів.

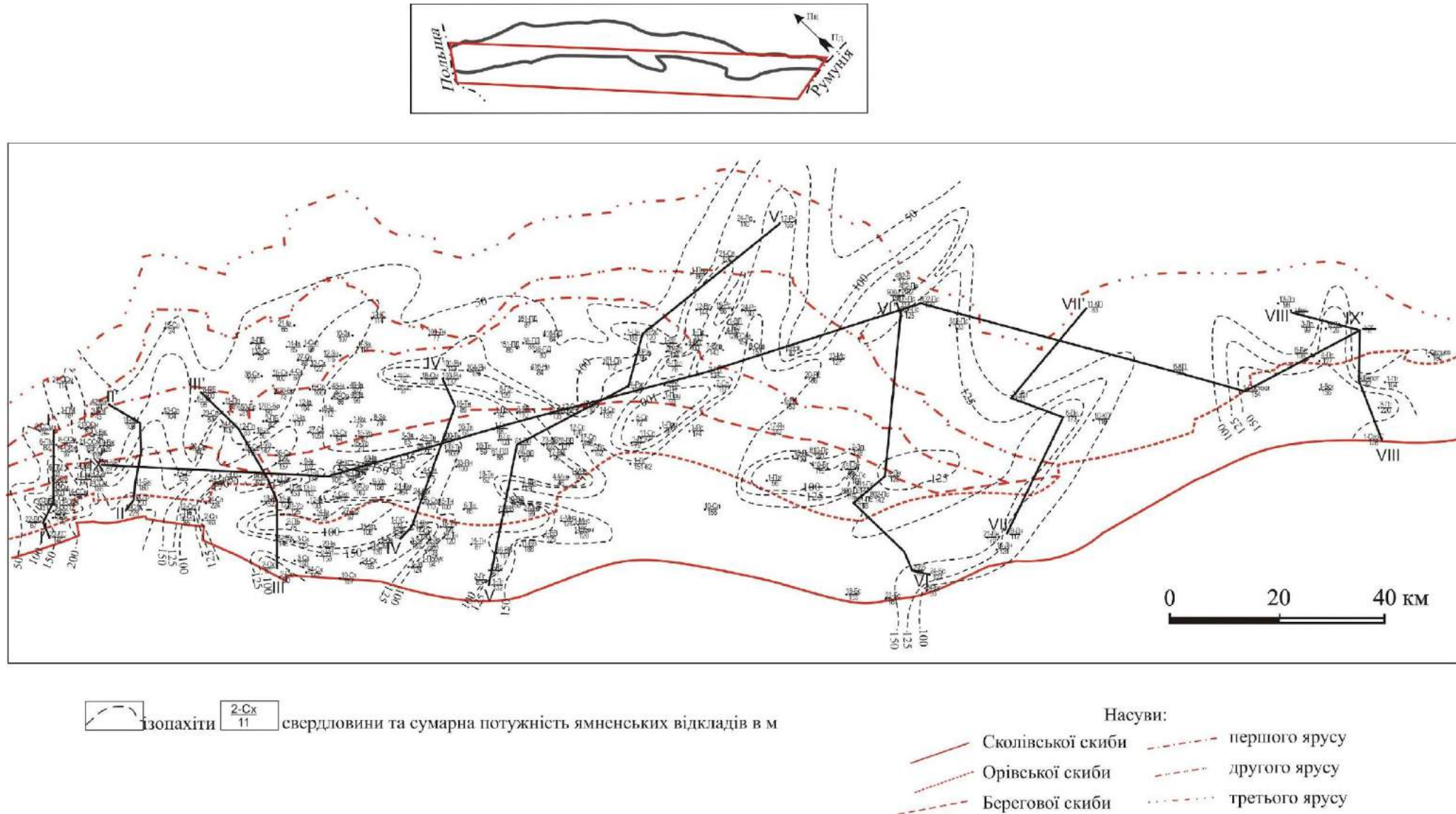


Рис. 5.1.2.1. Карта потужностей палеоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат. Палінспастична основа (за Вуль, 1995), умовні позначення назв свердловин див. рис. 5.1.2

5.2. Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів

На карті фактичного матеріалу (рис.5.1.2) показано лінії повздовжніх перетинів А-А', Б-Б' та В-В', які відображають різні типи розрізів, що притаманні для дослідженої території. Як видно з рисунку 5.2.1 (перетин А-А') в північно-західній частині району досліджень у відкладах палеоцену ямненської світи переважають загалом алевроліти та в меншій мірі пісковики, а аргіліти мають підпорядковане значення. Наступний перетин Б-Б', рисунок 5.2.2, демонструє, що нашарування палеоцену в межах відомих нафтогазоносних площ зокрема таких як: Бориславська, Іванківська, Орівська, Семигинівська, Танявська та Спаська представлені у розрізі загалом пісковиками, що є позитивним показником з огляду на їх, як фактичну, так і потенційну можливість бути колекторами нафти чи газу. Перетин В-В', рисунок 5.2.3, охоплює більшу частину території досліджень від площі Рожнятів до кордону із Румунією. Як видно з перетину, центральна та південно-східна частина дослідженого району характеризуються поширенням загалом алеврито-глинистих порід, при незначній кількості пісковиків у розрізі, причому, в центральній частині домінують, загалом глинисті породи, а в південно-східній – алевроліти, при незначному поширенні пісковиків та глинистих порід.

Для детальнішого аналізу поширення порід палеоцену, а саме трьох основних типів літологічних комплексів: піщаного, алевролітового і аргілітового, були побудовані вісім поперечних кореляційних розрізів (рис. 5.2.4–5.2.10), та один повздовжній (рис. 5.2.11), лінії (I-IX) яких продемонстровані на рисунку 5.1.2.1 – карті потужностей палеоценових відкладів, що була складена на палінспастичній основі. На такій карті добре видно, як корелюються окремі яруси однієї й тієї ж свердловини і який літологічний склад притаманний цим окремим 3 ярусам.

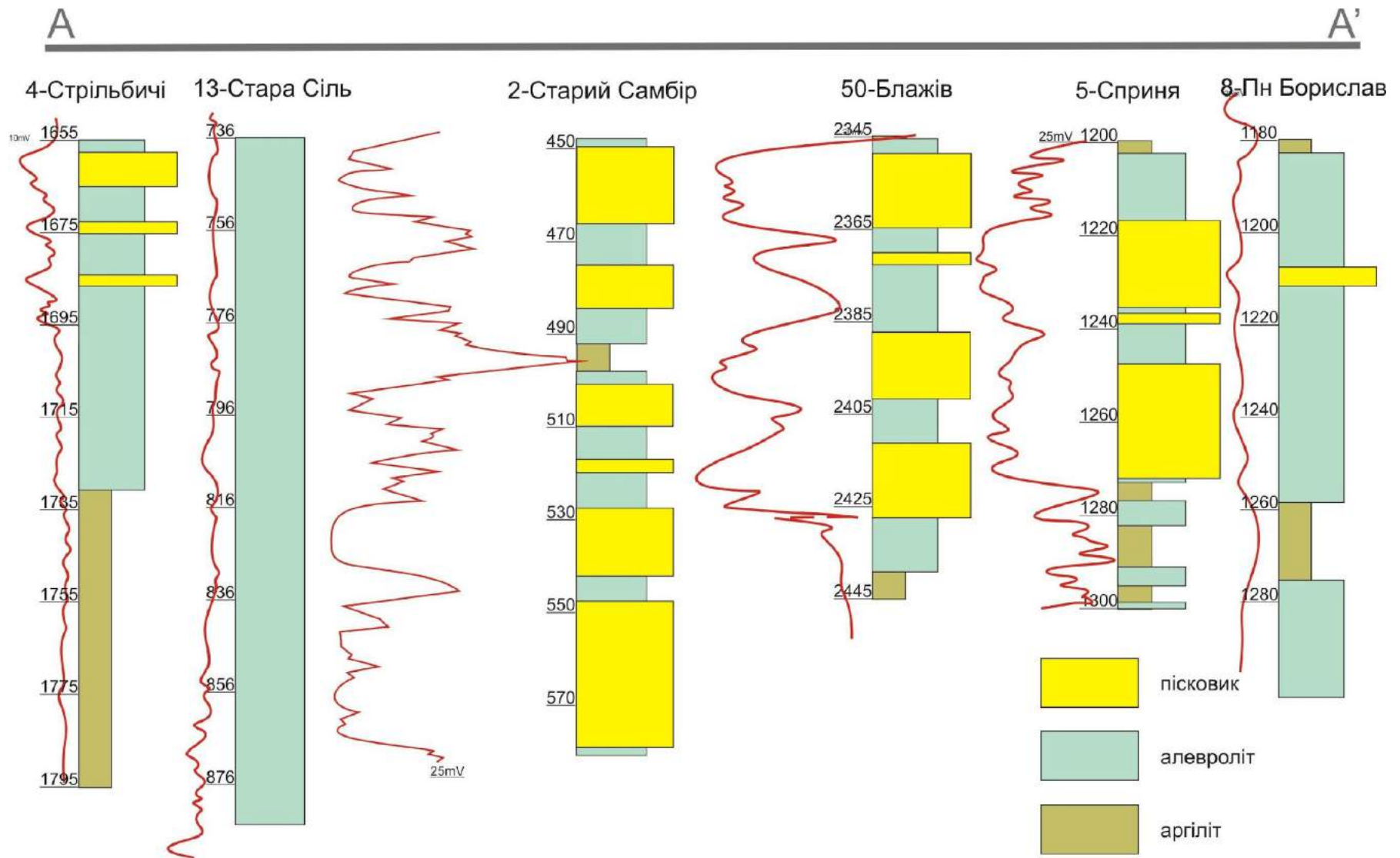


Рис. 5.2.1. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії А-А' (лінії перетину показані на рис.5.1.2)

Б

Б'

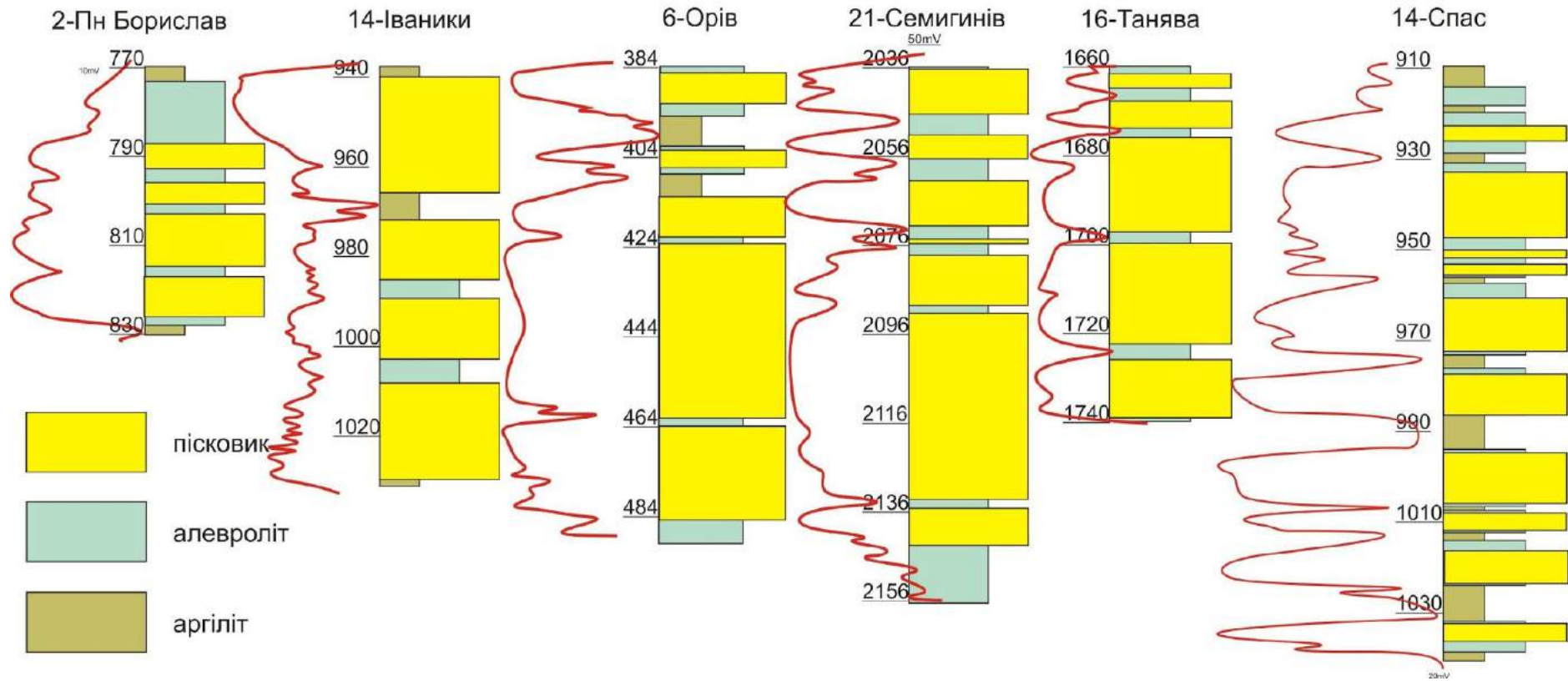


Рис. 5.2.2. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії Б-Б' (лінії перетину показані на рис.5.1.2)

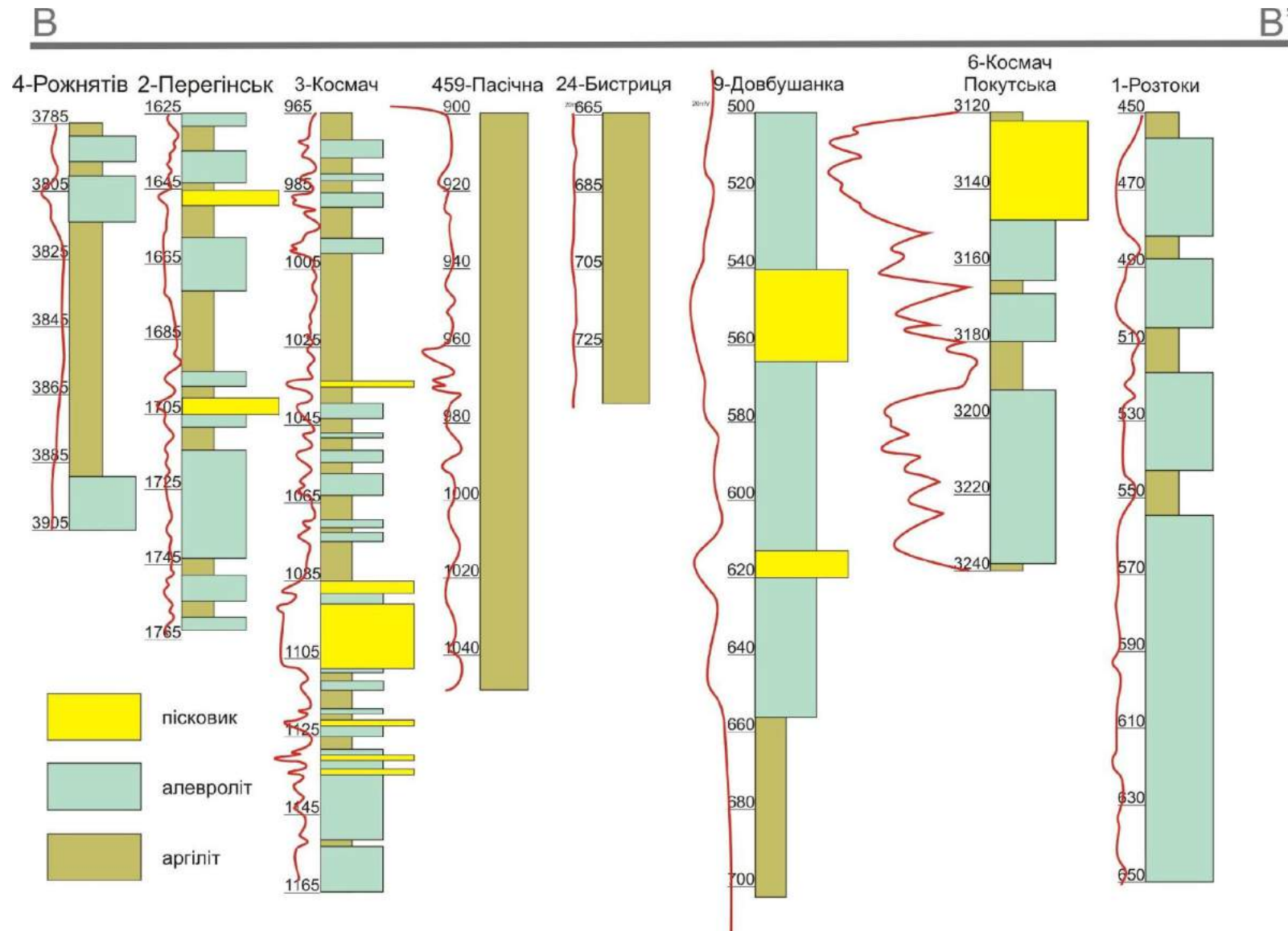


Рис. 5.2.3. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії В-В' (лінії перетину показані на рис.5.1.2)

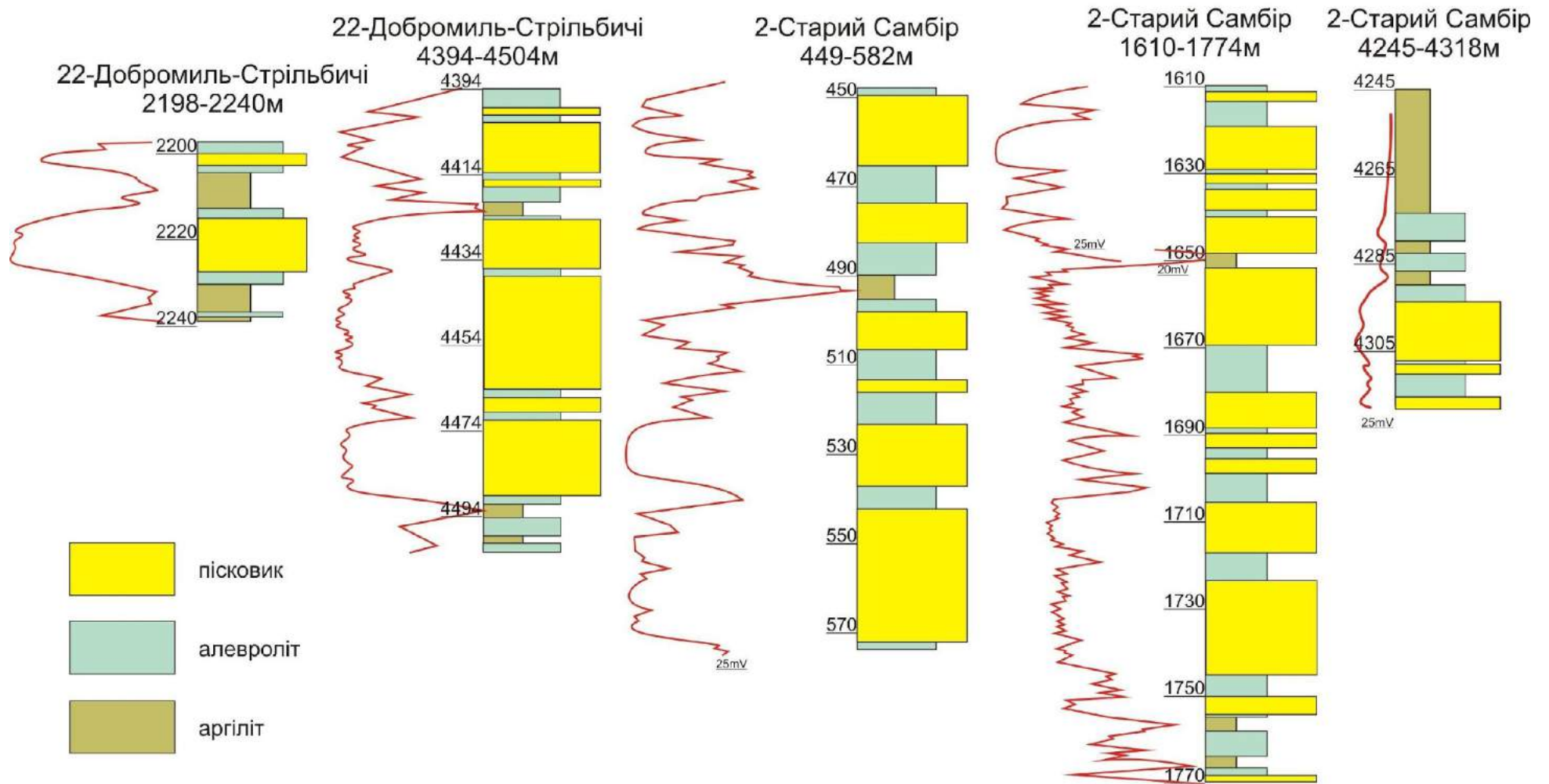


Рис. 5.2.4. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії I-I' (лінія перетину I-I' показана на рис.5.1.2.1)

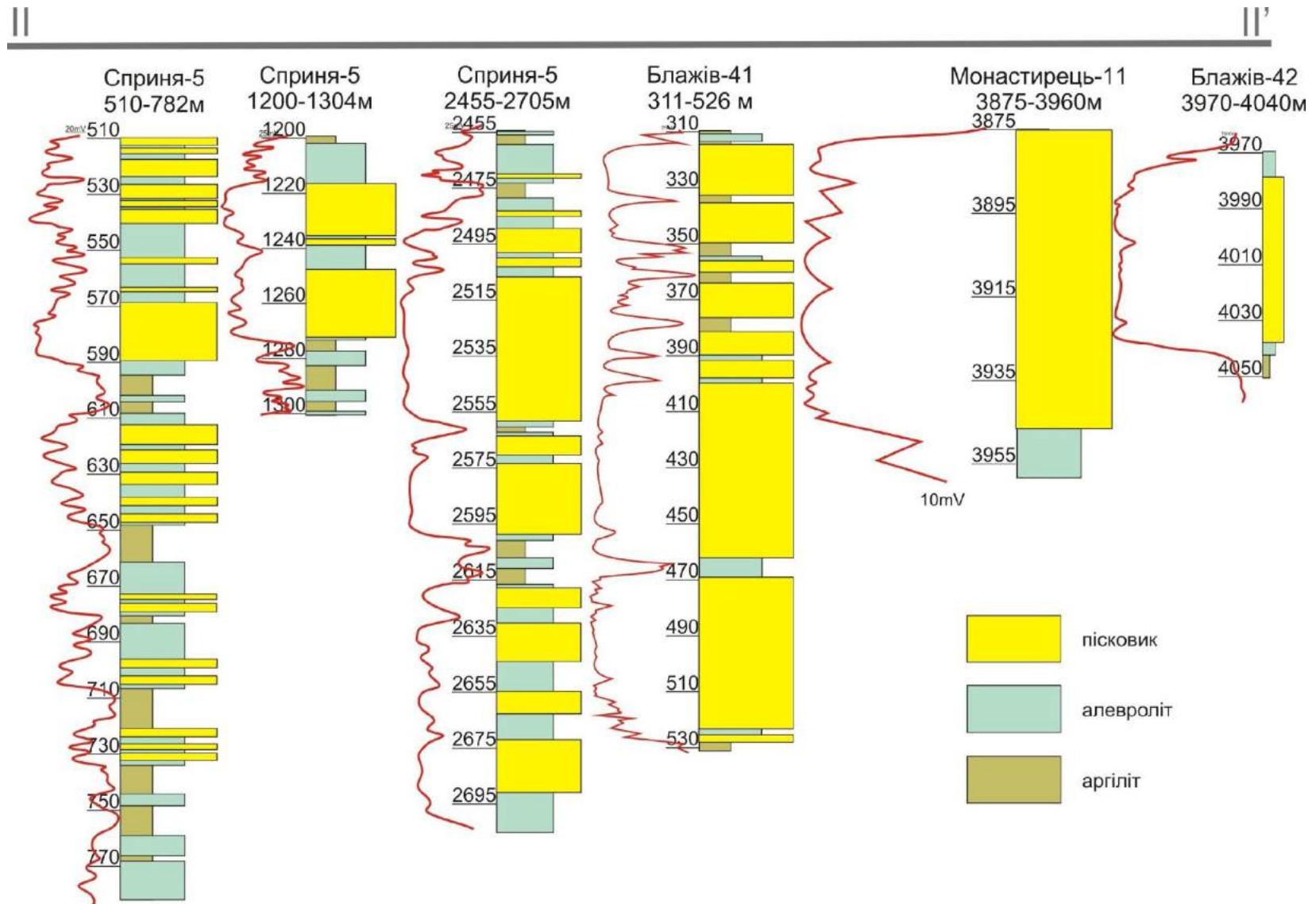


Рис. 5.2.5. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії II-II' (лінія перетину II-II' показана на рис.5.1.2.1)

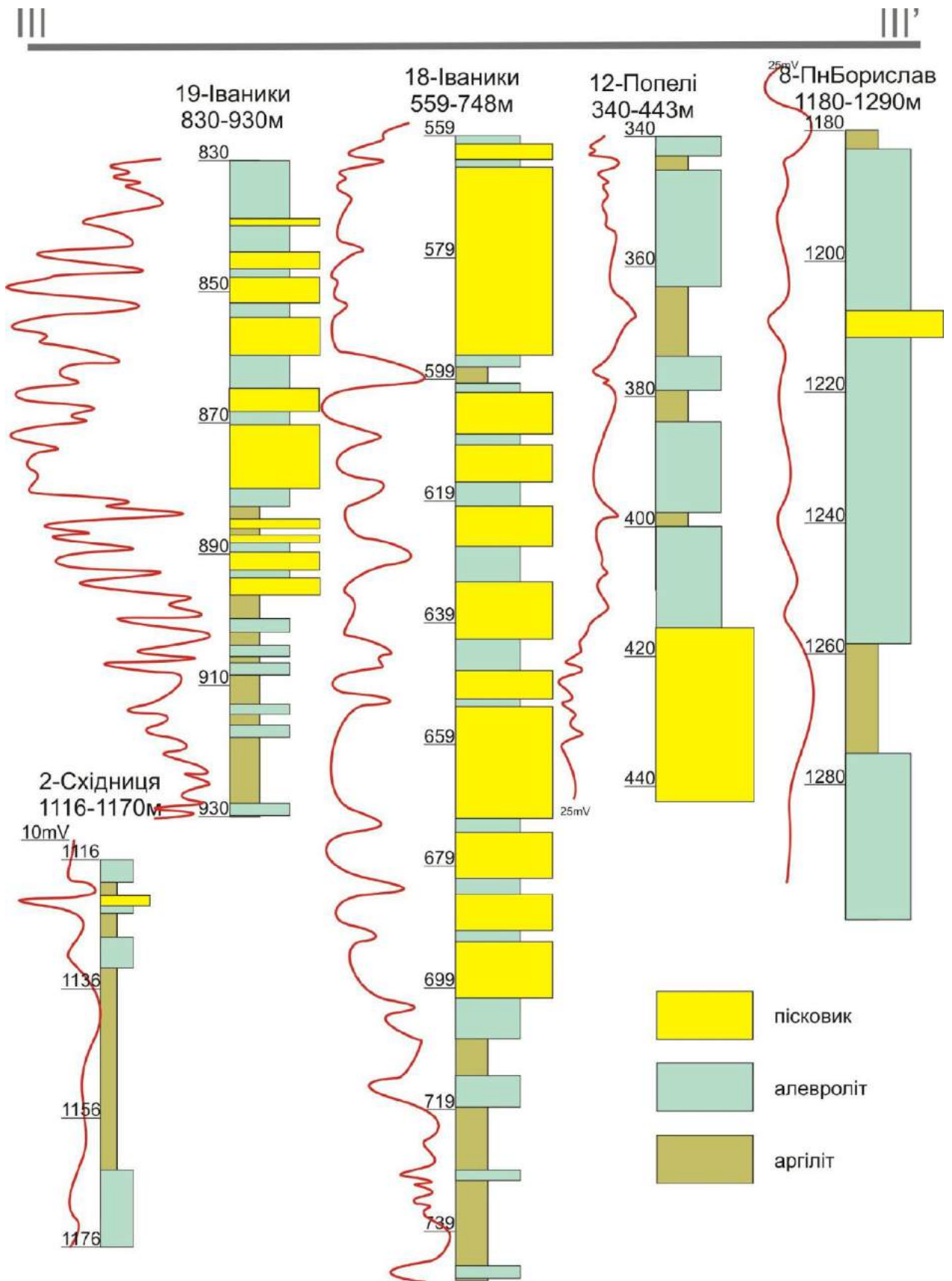


Рис. 5.2.6. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії III-III' (лінія перетину III-III' показана на рис.5.1.2.1)

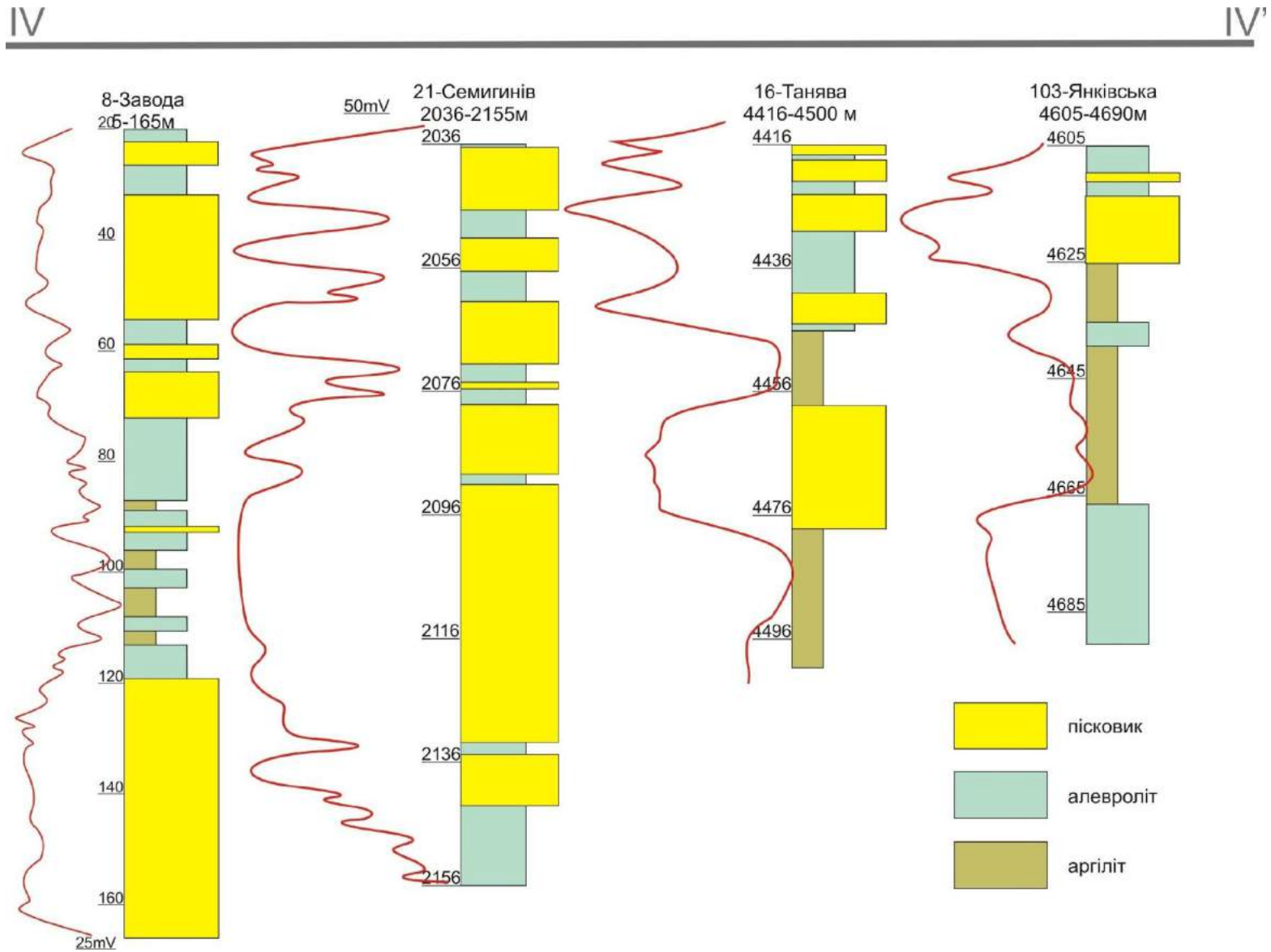


Рис. 5.2.7. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії IV-IV' (лінія перетину III-III' показана на рис.5.1.2.1)

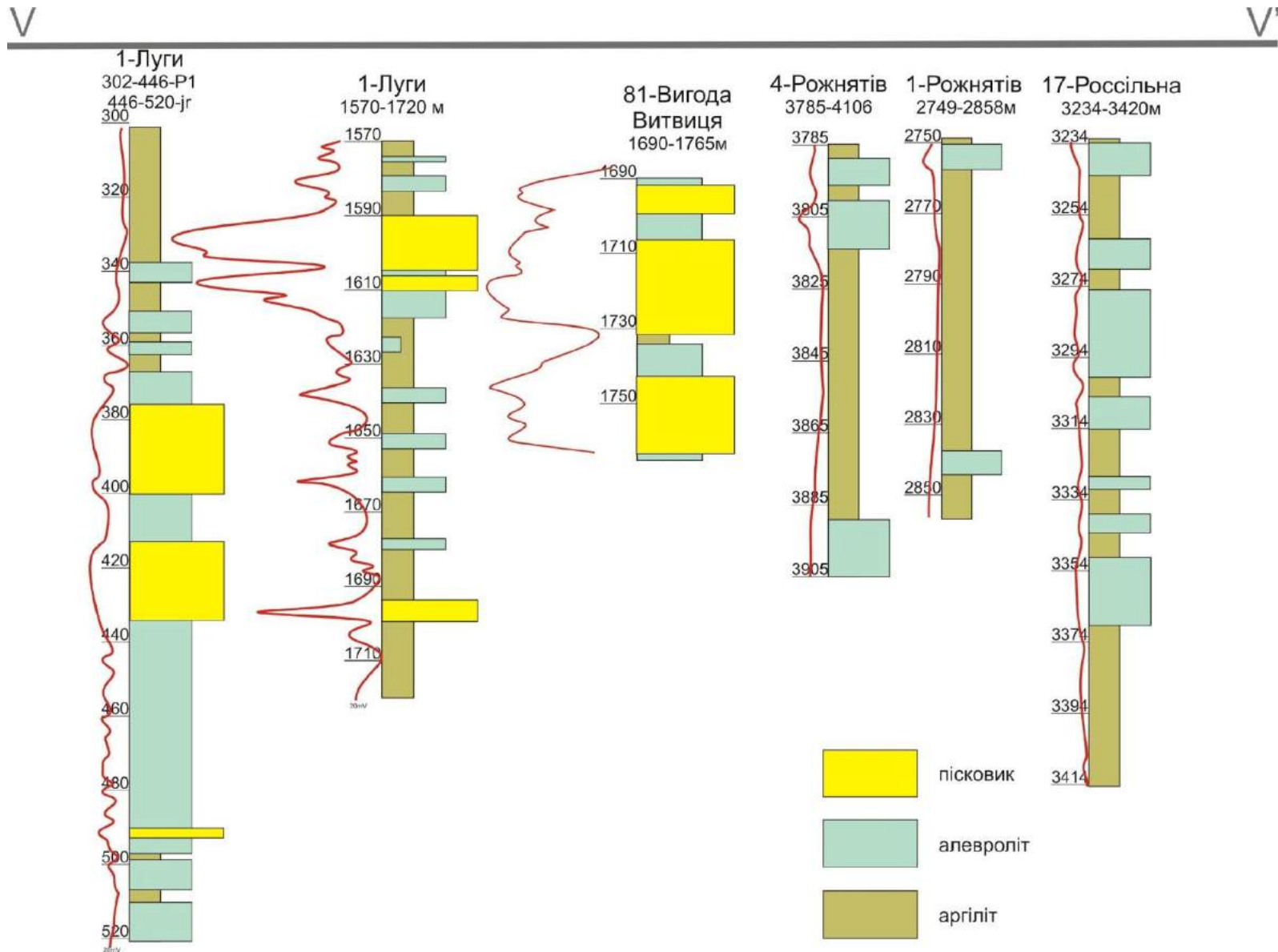


Рис. 5.2.8. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії V-V' (лінія перетину V-V' показана на рис.5.1.2.1)

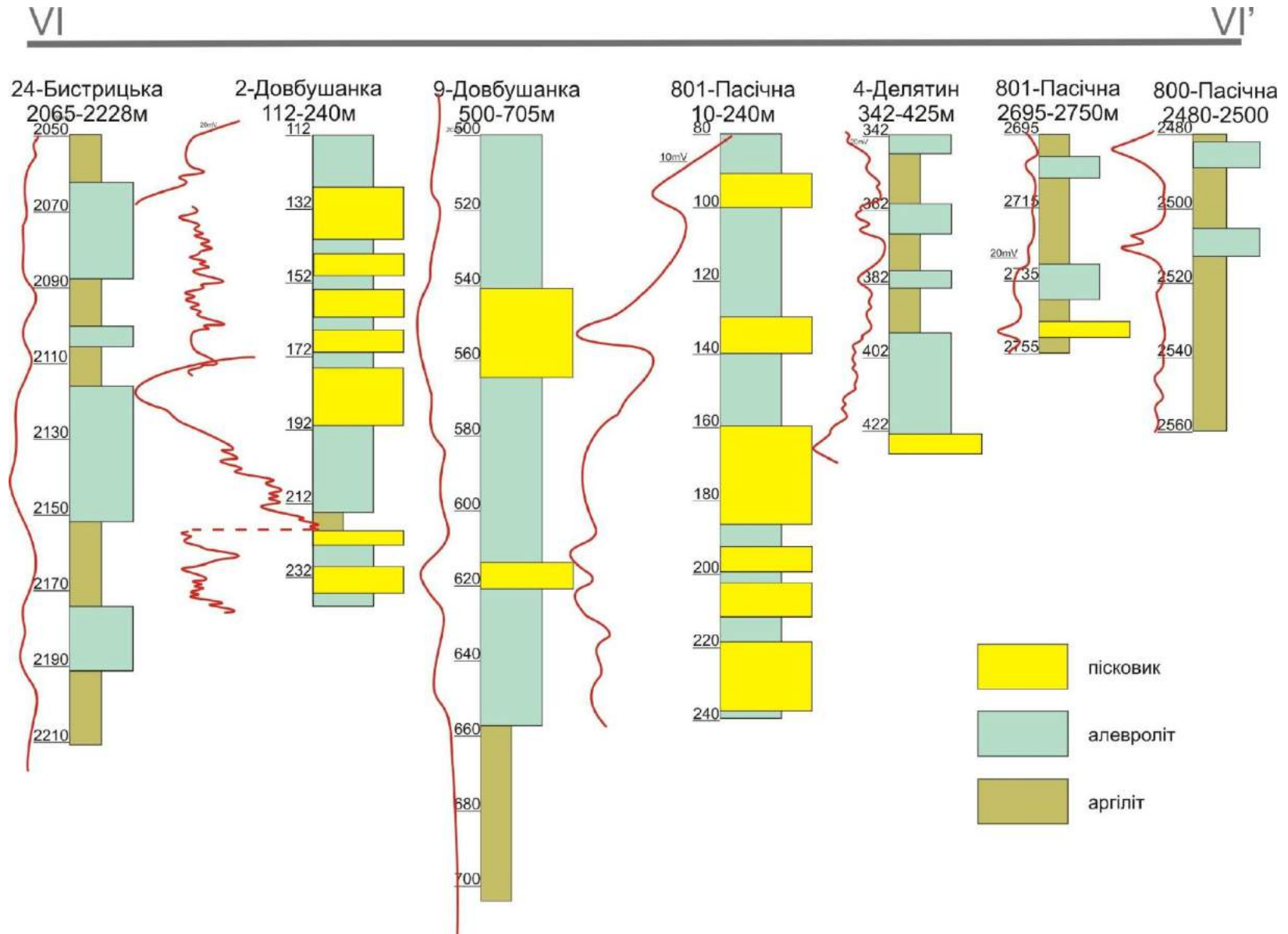


Рис. 5.2.9. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії VI-VI' (лінія перетину VI-VI' показана на рис.5.1.2.1)

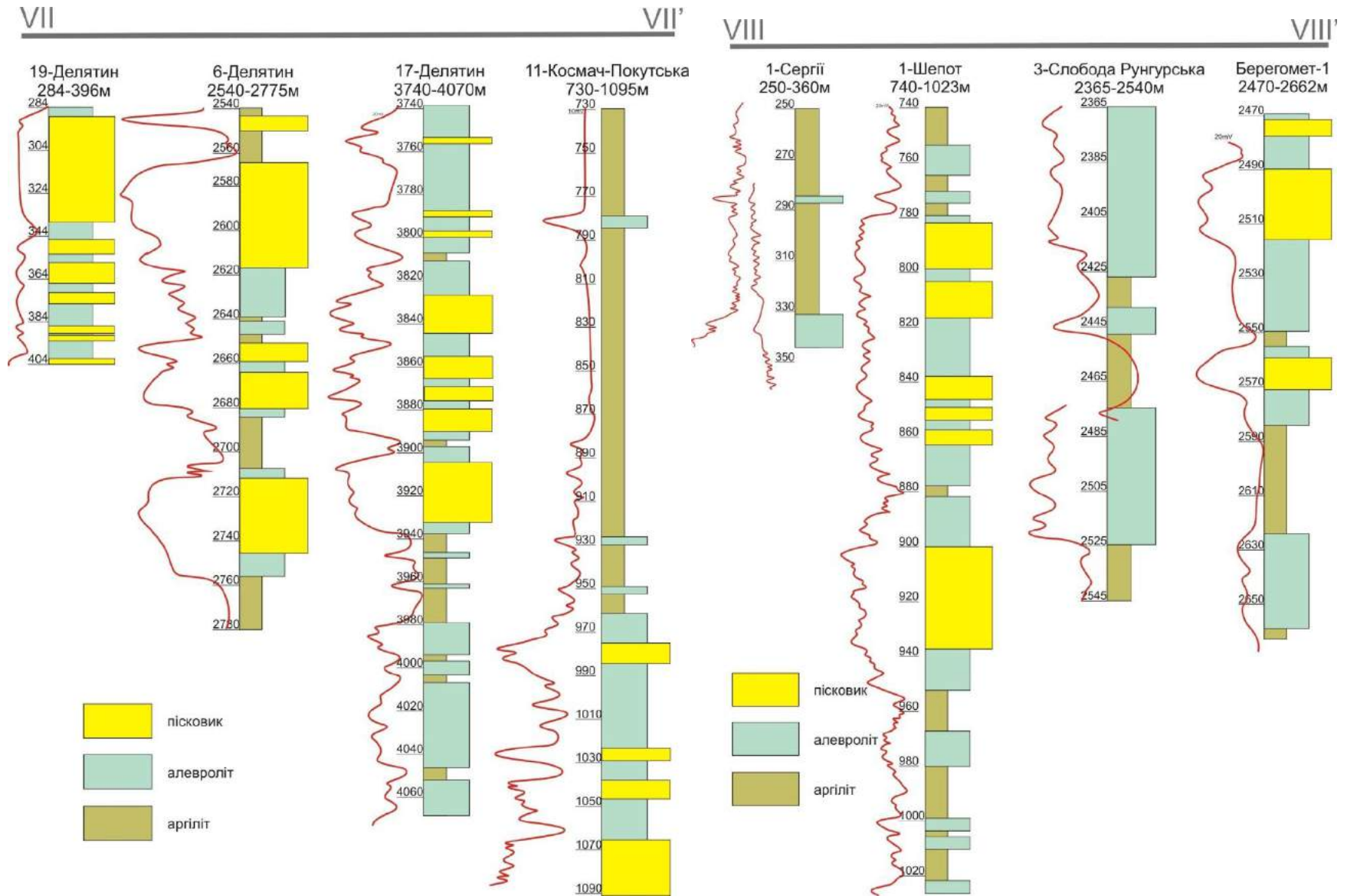


Рис. 5.2.10. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії VII-VII' VIII-VIII' (лінії перетину показані на рис.5.1.2.1)

IX

IX'

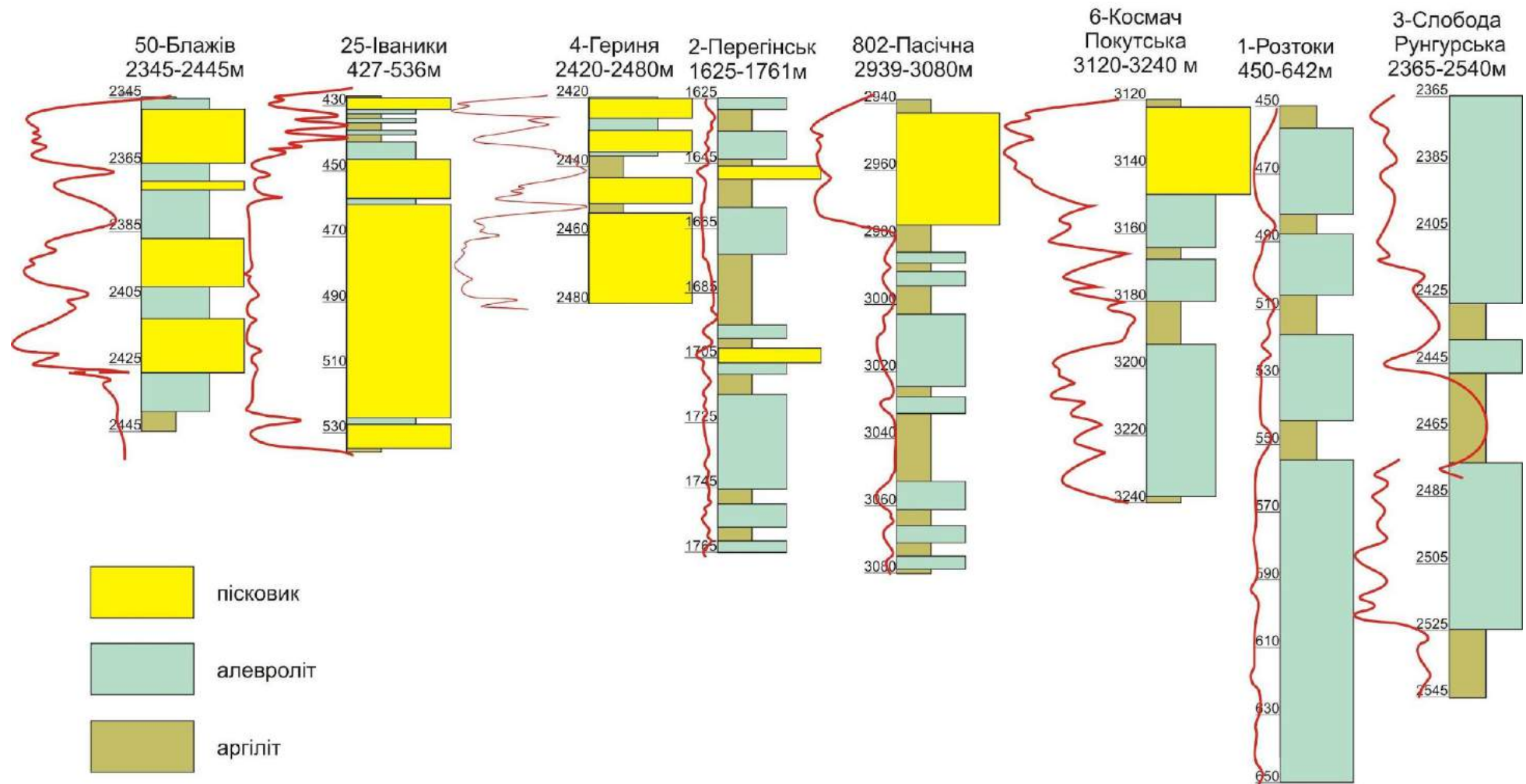


Рис. 5.2.11. Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії IX-IX' (лінії перетину показані на рис.5.1.2.1)

Таким чином, опрацьовані розрізи свердловин з використанням ГДС із 85 свердловин, більшість із яких продемонстрована на рисунках 5.2.1–5.2.11, а всі решта свердловини, які були охоплені дослідженнями подані у таблиці 5.2.1.

Як видно з таблиці 5.2.1 для всіх свердловин охоплених дослідженням, подані їхні окремі яруси, а також вміст кожного літологічного типу порід, тобто домінування породи у розрізі (пісковики, алевроліти, аргіліти). Цей вагомий фактичний матеріал дозволив нам в межах дослідженої території за характером поширення товщ формуючих компонентів виділити три основні типи літологічних комплексів: піщаний, алевролітовий і аргілітовий.

Піщаний тип максимально розвинений у північно-західній частині Берегової і Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат (рис. 5.2.12). У межах цієї ділянки виділено три поля максимально розвитку пісковиків (>50% від загальної потужності розрізу):

- перше – північно-західне охоплює три площі: Блажів, Монастирець і Старий Самбір. Це поле є неправильної форми і має розмір 36x20км.

- друге розміщене на південний схід від першого і охоплює такі площі: площі Попелі, Іваники, Смільна, Танява, Вигода, Витвиця. Ділянка більша за розміром від першої – 70x15км. і має амебоподібну форму. Серед пісковиків присутні малопотужні прошарки гравелітів.

- третє – знаходиться майже на південному сході території досліджень. Це поле розташоване на площі Делятин і має найменший розмір серед трьох виділених ділянок. Воно має еліпсоподібну форму зорієнтовану із південного-сходу на північний захід, а його розмір складає 43x11км.

Отже, як і було показано у розрізах (рис. 5.2.1-5.2.11) та у таблиці 5.2.1 і узагальнено та візуалізовано ці дані на рисунку 5.2.12, в напрямку на південний схід товщини пісковиків зменшуються і збільшується кількість алевролітів і аргілітів.

**Вміст порід палеоцену у розрізах свердловин
Скибової зони Українських Карпат**

| № п/п | Назва свердловини | Глибина, м | Скиби/ яруси | Породи, % | | |
|----------|-------------------------|------------|-----------------|-----------|------------|----------|
| | | | | пісковики | алевроліти | аргіліти |
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 1 | 22-Добромиль-Стрільбичі | 2198-2240 | Берегова | 37,5 | 20 | 42,5 |
| 2 | 22-Добромиль-Стрільбичі | 4394-4504 | Берегова | 66 | 26,5 | 7 |
| 3 | 4-Стрельбичі | 1650-1790 | Орівська ? | 8 | 46 | 46 |
| 4 | 11-Стара Сіль | 217-300 | Берегова | 74 | 26 | 0 |
| 5 | 13-Стара Сіль | 736-884 | Берегова | 0 | 0 | 100 |
| 6 | 5-Сприня | 510-782 | Орівська | 31 | 44 | 25 |
| 7 | 5-Сприня | 1200-1304 | Орівська | 43 | 37,5 | 19 |
| 8 | 5-Сприня | 2465-2705 | Берегова | 59 | 32 | 9 |
| 9 | 2-Старий Самбір | 449-582 | Берегова | 65 | 31 | 4 |
| 10 | 2-Старий Самбір | 1610-1774 | Берегова | 61 | 33 | 5 |
| 11 | 2-Старий Самбір | 4245-4318 | II ярус | 22 | 29 | 49 |
| 12 | 41-Блажів | 311-526 | Берегова | 82 | 7 | 10 |
| 13 | 41-Блажів | 1921-2073 | I ярус | 80 | 10 | 10 |
| 14 | 41-Блажів | 2197-2416 | I ярус | 72 | 8 | 20 |
| 15 | 41-Блажів | 3966-4010 | II ярус | 100 | 0 | 0 |
| 16 | 42-Блажів | 3970-4067 | II ярус | 72 | 17 | 10 |
| 17 | 50-Блажів | 240-375 | Берегова | 18 | 64 | 18 |
| 18 | 50-Блажів | 2345-2440 | Берегова | 49 | 47 | 4 |
| 19 | 50-Блажів | 4070-4197 | I ярус | 53 | 6 | 40 |
| 20 | 3-Блажів-Монастирець | 3103-3157 | I ярус | 55 | 18 | 27 |
| 21 | 3-Блажів-Монастирець | 4004-4048 | II ярус | 81 | 19 | 0 |
| 22 | 11-Монастирець | 3875-3960 | I ярус | 89 | 10 | 1 |
| 23 | 2-Пн. Борислав | 100-178 | Орівська | 20 | 51 | 29 |
| 24 | 2-Пн. Борислав | 770-830 | Берегова | 52 | 40 | 8 |
| 25 | 2-Пн. Борислав | 2151-2206 | I ярус | 41 | 18 | 41 |
| 26 | 2-Пн. Борислав | 3817-3860 | II ярус | 25 | 32 | 42 |
| 27 | 6-Пн. Борислав | 1900-2020 | I ярус | 22 | 28 | 50 |
| 28 | 8-Пн. Борислав | 1180-1290 | I ярус | 4 | 77 | 19 |
| 29 | 12-Попелі | 340-443 | Берегова | 24 | 56 | 20 |
| 30 | 12-Попелі | 2790-2880 | I ярус | 56 | 6 | 38 |
| 31 | 15-Урич | 547-667 | Орівська | 38 | 19 | 43 |
| 32 | 2-Східниця | 1116-1136 | Орівська | 3 | 35 | 62 |
| 33 | 2-Східниця | 1621-1753 | Орівська | 11 | 56 | 32 |
| 34 | 2-Східниця | 4453-4503 | I ярус | 12 | 26 | 62 |
| 35 | 3-Східниця | 590-720 | Орівська | 28 | 35 | 37 |
| 36 | 3-Східниця | 1420-1505 | Берегова | 43 | 47 | 10 |

| | | | | | | |
|----|--------------|-----------|----------|------|------|----|
| 37 | 3-Східниця | 1745-1880 | Берегова | 45 | 23 | 32 |
| 38 | 3-Східниця | 3430-3524 | І ярус | 27 | 73 | 0 |
| 39 | 4-Східниця | 552-740 | Орівська | 45 | 44 | 11 |
| 40 | 4-Східниця | 1342-1418 | Орівська | 31 | 43 | 26 |
| 41 | 13-Східниця | 250-393 | Орівська | 49 | 29 | 21 |
| 42 | 13-Східниця | 2883-3035 | Берегова | 33 | 54 | 13 |
| 43 | 13-Східниця | 4202-4327 | І ярус | 58 | 26 | 16 |
| 44 | 13-Східниця | 5414-5512 | II ярус | 44 | 38 | 18 |
| 45 | 12-Іваники | 0-80 | Берегова | 100 | 0 | 0 |
| 46 | 14-Іваники | 939-1036 | Берегова | 77 | 13 | 10 |
| 47 | 14-Іваники | 2780-2830 | І ярус | 90 | 3 | 7 |
| 48 | 14-Іваники | 4148-4210 | II ярус | 23 | 35 | 42 |
| 49 | 18-Іваники | 559-748 | н.с. | 57 | 24 | 19 |
| 50 | 18-Іваники | 3275-3322 | н.с. | 47,5 | 37,5 | 15 |
| 51 | 19-Іваники | 590-718 | н.с. | 40 | 35 | 25 |
| 52 | 19-Іваники | 830-930 | н.с. | 34 | 40 | 25 |
| 53 | 19-Іваники | 2875-2952 | н.с. | 58 | 0 | 42 |
| 54 | 20-Іваники | 980-1060 | Орівська | 64 | 14 | 22 |
| 55 | 20-Іваники | 3232-3317 | І ярус | 40 | 36 | 24 |
| 56 | 25-Іваники | 427-536 | Берегова | 81 | 13 | 6 |
| 57 | 25-Іваники | 2800-2840 | І ярус | 77 | 10 | 13 |
| 58 | 48-Іваники | 840-970 | Берегова | 84 | 4 | 12 |
| 59 | 48-Іваники | 3462-3546 | І ярус | 28,5 | 46 | 24 |
| 60 | 49-Іваники | 855-965 | Берегова | 68 | 20 | 12 |
| 61 | 49-Іваники | 3817-3867 | І ярус | 30 | 51 | 19 |
| 62 | 58-Іваники | 1235-1345 | Берегова | 88 | 3 | 9 |
| 63 | 59-Іваники | 1048-1138 | Берегова | 92 | 8 | 0 |
| 64 | 59-Іваники | 2935-3012 | І ярус | 47 | 24 | 27 |
| 65 | 59-Іваники | 3060-4057 | II ярус | 13 | 36 | 51 |
| 66 | 2-Орив | 718-810 | Берегова | 71 | 16 | 13 |
| 67 | 6-Орив | 384-490 | Берегова | 74 | 14 | 12 |
| 68 | 6-Орив | 673-756 | Берегова | 84 | 4 | 12 |
| 69 | 6-Орив | 2585-2640 | І ярус | 10 | 25 | 65 |
| 70 | 9-Орив | 1015-1135 | Берегова | 67 | 17 | 16 |
| 71 | 4-Завода | 1028-1195 | Берегова | 36 | 27 | 37 |
| 72 | 8-Завода | 20-165 | Орівська | 58 | 32 | 10 |
| 73 | 8-Завода | 894-1028 | Берегова | 42 | 40 | 18 |
| 74 | 8-Завода | 4006-4061 | І ярус | 15 | 43 | 42 |
| 75 | 4-Семигинів | 2054-2145 | Берегова | 74 | 12 | 13 |
| 76 | 4-Семигинів | 3950-4100 | І ярус | 31 | 8 | 61 |
| 77 | 17-Семигинів | 1392-1492 | н.с. | 78 | 5 | 17 |
| 78 | 17-Семигинів | 4180-4260 | н.с. | 36 | 15 | 49 |
| 79 | 21-Семигинів | 70-250 | Орівська | 20 | 9 | 71 |
| 80 | 21-Семигинів | 2036-2155 | Берегова | 73 | 27 | 0 |
| 81 | 35-Семигинів | 776-896 | Берегова | 82,5 | 17,5 | 0 |
| 82 | 13-Улично | 3270-3358 | н.с. | 55 | 19 | 26 |
| 83 | 22-Улично | 1587-1707 | н.с. | 56 | 34 | 10 |
| 84 | 6-Танява | 1940-2020 | Берегова | 15 | 82 | 3 |
| 85 | 6-Танява | 2970-3058 | Берегова | 41 | 24 | 35 |
| 86 | 8-Танява | 1450-1538 | Берегова | 82 | 10 | 8 |

| | | | | | | |
|-----|-------------------|-----------|--------------------------------|------|----|------|
| 87 | 8-Танява | 2395-2480 | Берегова | 54 | 14 | 32 |
| 88 | 16-Танява | 1680-1740 | Берегова | 81 | 19 | 0 |
| 89 | 16-Танява | 1950-2030 | Берегова | 16 | 43 | 41 |
| 90 | 16-Танява | 4416-4500 | <i>І ярус</i> | 44 | 19 | 37 |
| 91 | 18-Танява | 1200-1260 | Берегова | 66 | 8 | 26 |
| 92 | 18-Танява | 1530-1585 | Берегова | 56 | 25 | 18 |
| 93 | 101-Янківська | 1689-1825 | Берегова | 76 | 7 | 14 |
| 94 | 101-Янківська | 2230-2330 | Берегова | 29 | 47 | 24 |
| 95 | 101-Янківська | 4550-4640 | <i>І ярус</i> | 20 | 35 | 45 |
| 96 | 103-Янківська | 2125-2250 | Берегова | 46 | 11 | 43 |
| 97 | 103-Янківська | 4605-4690 | <i>І ярус</i> | 15 | 17 | 68 |
| 98 | 1-Лужанка | 335-610 | Орівська | 7 | 48 | 44 |
| 99 | 2-Лужанка | 360-520 | Орівська | 22,5 | 33 | 44 |
| 100 | 2-Лужанка | 1600-1702 | Орівська | 46 | 35 | 19 |
| 101 | 73-Вигода Витвиця | 1605-1675 | Берегова | 82 | 18 | 0 |
| 102 | 73-Вигода Витвиця | 2220-2350 | Берегова | 74 | 1 | 24 |
| 103 | 81-Вигода Витвиця | 1690-1765 | Берегова | 71 | 26 | 3 |
| 104 | 81-Вигода Витвиця | 2230-2280 | Берегова | 100 | 0 | 0 |
| 105 | 1-Луги | 305-520 | Берегова | 22 | 51 | 27 |
| 106 | 1-Луги | 1570-1720 | Берегова | 16 | 20 | 64 |
| 107 | 4-Гериня | 340-445 | Орівська | 84 | 13 | 3 |
| 108 | 4-Гериня | 2420-2480 | Берегова | 75 | 12 | 13 |
| 109 | 38-Пн. Долина | 3145-3205 | <i>І ярус</i> | 7 | 65 | 28 |
| 110 | 38-Пн. Долина | 4170-4205 | <i>І ярус</i> | 49 | 51 | 0 |
| 111 | 418-Пн Долина | 3900-3980 | <i>І ярус ?</i> | 20 | 53 | 27 |
| 112 | 418-Пн Долина | 4760-4870 | <i>І ярус ?</i> | 18 | 57 | 25 |
| 113 | 151-Пн. Долина | 3280-3360 | <i>І ярус</i> | 4 | 55 | 41 |
| 114 | 12-Спас | 2265-2325 | Берегова | 65 | 12 | 23 |
| 115 | 14-Спас | 910-1042 | Берегова | 55 | 20 | 25 |
| 116 | 17-Спас | 2070-2170 | Берегова | 65 | 10 | 25 |
| 117 | 1-Рожнятів | 2749-2858 | <i>І ярус</i> | 0 | 12 | 88 |
| 118 | 1-Рожнятів | 3633-3687 | <i>І ярус</i> | 0 | 0 | 100 |
| 119 | 4-Рожнятів | 3785-3905 | <i>І ярус</i> | 0 | 31 | 69 |
| 120 | 2-Перегінськ | 1625-1761 | <i>І ярус</i> | 8 | 53 | 49 |
| 121 | 2-Перегінськ | 2965-3090 | <i>II ярус</i> | 0 | 30 | 70 |
| 122 | 4-Перегінськ | 2610-2755 | <i>II ярус</i> | 0 | 51 | 49 |
| 123 | 15-Россільна | 2415-2544 | <i>II ярус</i> | 0 | 67 | 33 |
| 124 | 17-Россільна | 1013-1125 | <i>II ярус</i> | 0 | 42 | 58 |
| 125 | 17-Россільна | 3234-3420 | <i>III ярус</i> | 0 | 42 | 58 |
| 126 | 22-Россільна | 1395-1555 | н.с. | 0 | 41 | 59 |
| 127 | 22-Россільна | 4043-4193 | н.с. | 0 | 0 | 100 |
| 128 | 3-Космач | 965-1164 | <i>II ярус</i> | 12,5 | 37 | 50,5 |
| 129 | 11-Космач | 3622-3875 | <i>IV ярус</i> | 0 | 45 | 55 |
| 130 | 459-Пасічна | 900-1050 | Берегова | 0 | 0 | 100 |
| 131 | 459-Пасічна | 2350-2417 | <i>II глибинна складка</i> | 0 | 0 | 100 |
| 132 | 800-Пасічна | 416-471 | Берегова | 0 | 32 | 68 |
| 133 | 800-Пасічна | 2480-2560 | <i>III ярус</i> | 0 | 20 | 80 |
| 134 | 801-Пасічна | 80-240 | Берегова | 49 | 51 | 0 |
| 135 | 801-Пасічна | 2695-2750 | <i>III ярус</i> | 6 | 27 | 67 |

| | | | | | | |
|-----|----------------------|-----------|---|----|----|-----|
| 136 | 802-Пасічна | 1202-1255 | Берегова | 0 | 27 | 73 |
| 137 | 802-Пасічна | 2939-3080 | <i>III ярус</i> | 23 | 26 | 51 |
| 138 | 802-Пасічна | 4847-4925 | <i>III ярус</i> | 3 | 56 | 41 |
| 139 | 804-Пасічна | 2950-3090 | Битківська складка | 0 | 5 | 95 |
| 140 | 814-Пасічна | 1880-1935 | Бухтовецьк а складка | 0 | 68 | 32 |
| 141 | 24-Бистрицька | 665-740 | Орівська | 0 | 0 | 100 |
| 142 | 24-Бистрицька | 2065-2210 | Орівська | 0 | 53 | 47 |
| 143 | 2-Довбушанка | 112-240 | Орівська | 41 | 56 | 3 |
| 144 | 2-Довбушанка | 3315-3610 | <i>II ярус</i> | 43 | 46 | 11 |
| 145 | 9-Довбушанка | 490-705 | Орівська | 14 | 62 | 24 |
| 146 | 9-Довбушанка | 3350-3460 | <i>II ярус</i> | 0 | 35 | 65 |
| 147 | 10-Довбушанка | 3395-3460 | <i>II ярус</i> | 0 | 0 | 100 |
| 148 | 10-Довбушанка | 3565-3770 | <i>II ярус</i> | 24 | 26 | 50 |
| 149 | 4-Делятин | 365-425 | Орівська | 4 | 57 | 39 |
| 150 | 6-Делятин | 2545-2775 | <i>III ярус</i> | 49 | 21 | 30 |
| 151 | 17-Делятин | 800-1020 | Орівська | 10 | 71 | 19 |
| 152 | 17-Делятин | 3740-4070 | <i>II ярус</i> | 25 | 58 | 17 |
| 153 | 19-Делятин | 284-396 | Берегова | 66 | 34 | 0 |
| 154 | 22-Делятин | 25-65 | <i>I ярус</i> | 55 | 38 | 8 |
| 155 | 10-Луква | 1465-1655 | <i>I ярус ?</i> | 17 | 33 | 50 |
| 156 | 21-Луква | 2255-2380 | <i>I ярус</i> Богровська складка | 0 | 26 | 74 |
| 157 | 21-Луква | 4870-4970 | <i>II ярус</i> Луквинська складка | 0 | 74 | 26 |
| 158 | 6-Космач Покутська | 1267-1555 | <i>III ярус</i> | 36 | 24 | 40 |
| 159 | 6-Космач Покутська | 3120-3240 | <i>III ярус</i> | 22 | 59 | 18 |
| 160 | 10-Космач Покутська | 2580-2780 | <i>III ярус</i> | 38 | 35 | 26 |
| 161 | 11-Космач Покутська | 730-1095 | <i>III ярус</i> | 13 | 26 | 61 |
| 162 | 11-Космач Покутська | 3750-4020 | <i>IV ярус</i> | 14 | 34 | 51 |
| 163 | 1-Розтоки | 450-642 | Берегова | 0 | 84 | 16 |
| 164 | 1-Розтоки | 2130-2310 | <i>III ярус</i> | 41 | 15 | 44 |
| 165 | 3-Слобода Рунгурська | 2365-2540 | <i>III ярус ?</i> | 0 | 68 | 32 |
| 166 | 1-Берегомет | 0-88 | <i>I ярус ?</i> | 58 | 32 | 10 |
| 167 | 1-Берегомет | 2470-2570 | <i>III ярус</i> | 22 | 51 | 26 |
| 168 | 1-Сергії | 250-360 | Орівська | 0 | 50 | 50 |
| 169 | 1-Шепіт | 782-988 | Орівська | 30 | 43 | 26 |

Пс – пісковик, Ал- алевроліт, Ар – аргіліт, н.с. – не встановлено.

Виділені поля поширення пісковиків є важливим критерієм з огляду на колекторські властивості порід ямненської світи, що дозволяє робити певні прогнози про перспективні ділянки для пошуку вуглеводнів у відкладах палеоцену.

На рисунку 5.2.13 продемонстровано поля алевролітів, які характеризуються збільшенням товщини $> 50\%$ від загальної товщини порід у розрізі. Виділено сім полів максимального поширення алевролітів. Серед них найбільше за розміром – 105x16 км, розташоване на південному сході території дослідження. Воно охоплює площі Берегової і Орівської скиби: Пасічна, Делятин, Ростокі, Слобода Рунгурська.

Три менших поля приблизно однакового розміру знаходяться майже в центральній частині району досліджень. Перше з них охоплює площі: Іваники-Завода-Семигинів-Танява, а його розмір становить 42x7 км, друге – представлене наступними площами: Завода-Танява-Лужанка і має розмір 32x11 км, а третє охоплює площі: Луги і Перегінськ, його розмір складає 32x6 км.

Окрім згаданих полів, які характеризуються максимальним поширенням алевролітів у палеоценовому розрізі, виділено ще три, набагато меншого розміру. Одне з них знаходиться, як і найбільше поле, на південному-сході дослідженої території, охоплює площу Пасічну, розміром 18x3 км, два інших розташовані найзахідніше відносно всіх полів і одне з них представлене площею Попелі-Східниця і має розмір 12x2 км, а найменше серед всіх полів знаходиться в межах площі Східниця, його розмір становить 2x1 км.

Як видно з рисунка 5.2.14 основний свій розвиток у розрізі аргіліти отримали в центральній частині району досліджень. Загалом тут спостерігається одне поле значного розміру 85x12 км, із збільшенням потужності аргілітів $> 50\%$ від загальної кількості порід у розрізі. Це поле

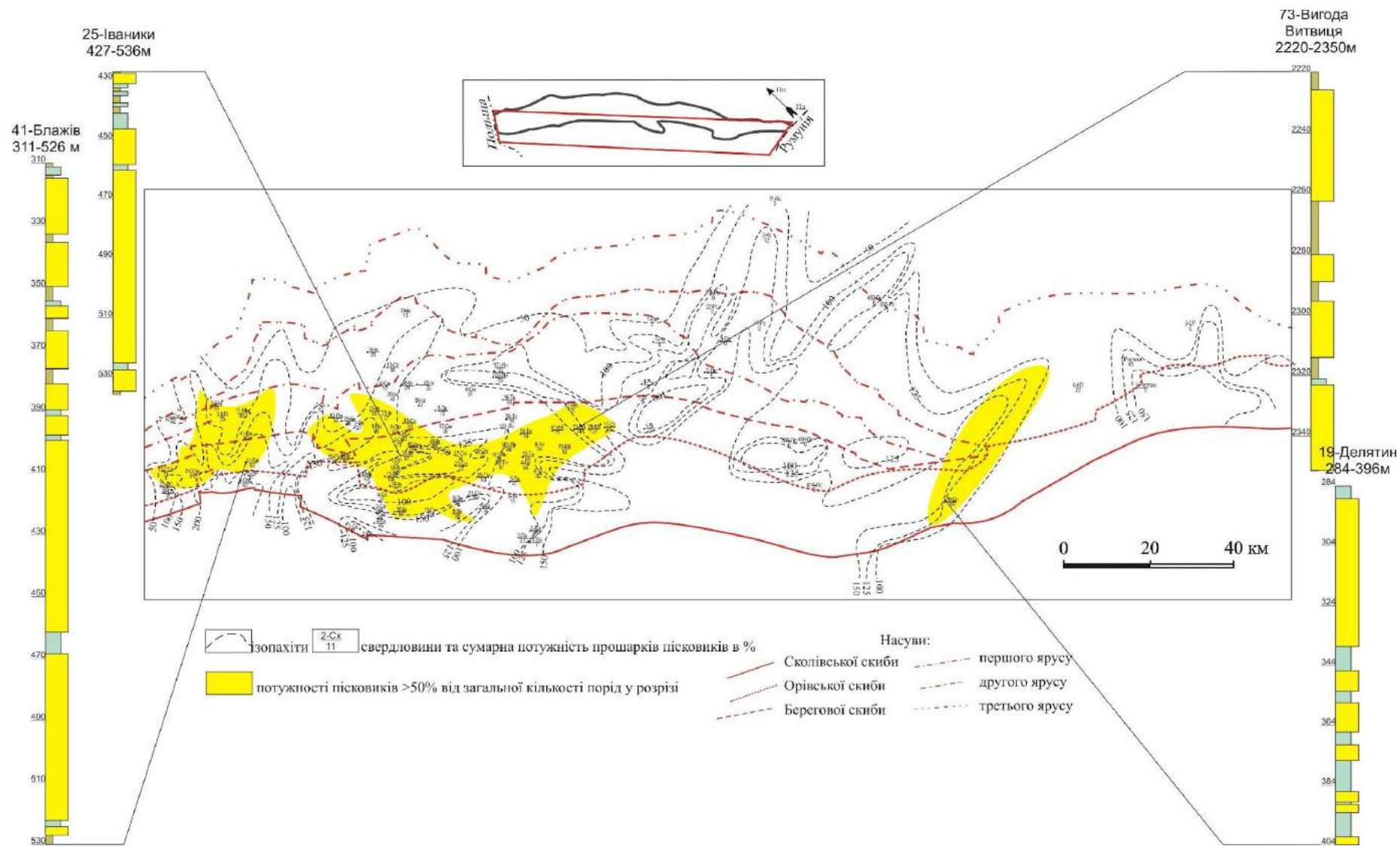


Рис 5.2.12. Карта потужностей та фації пісковиків палеоценової товщі північно-східного сегменту Карпатського басейну. Палінспастична основа (за матеріалами Вуль, 1995)

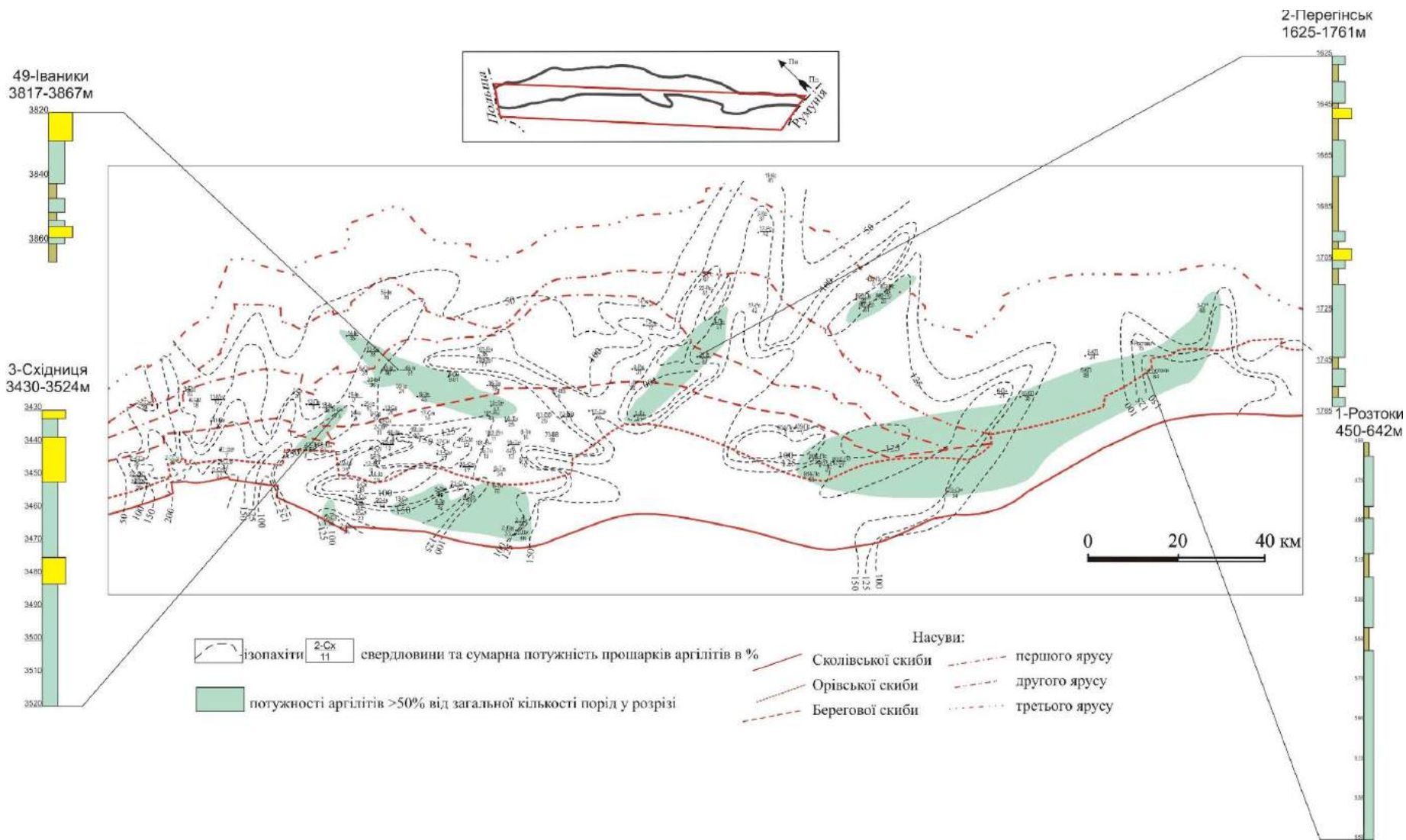


Рис. 5.2.13. Карта потужностей та фації алеволітів палеоценової товщі північно-східного сегменту Карпатського басейну. Палінспастична основа (за матеріалами Вуль, 1995)

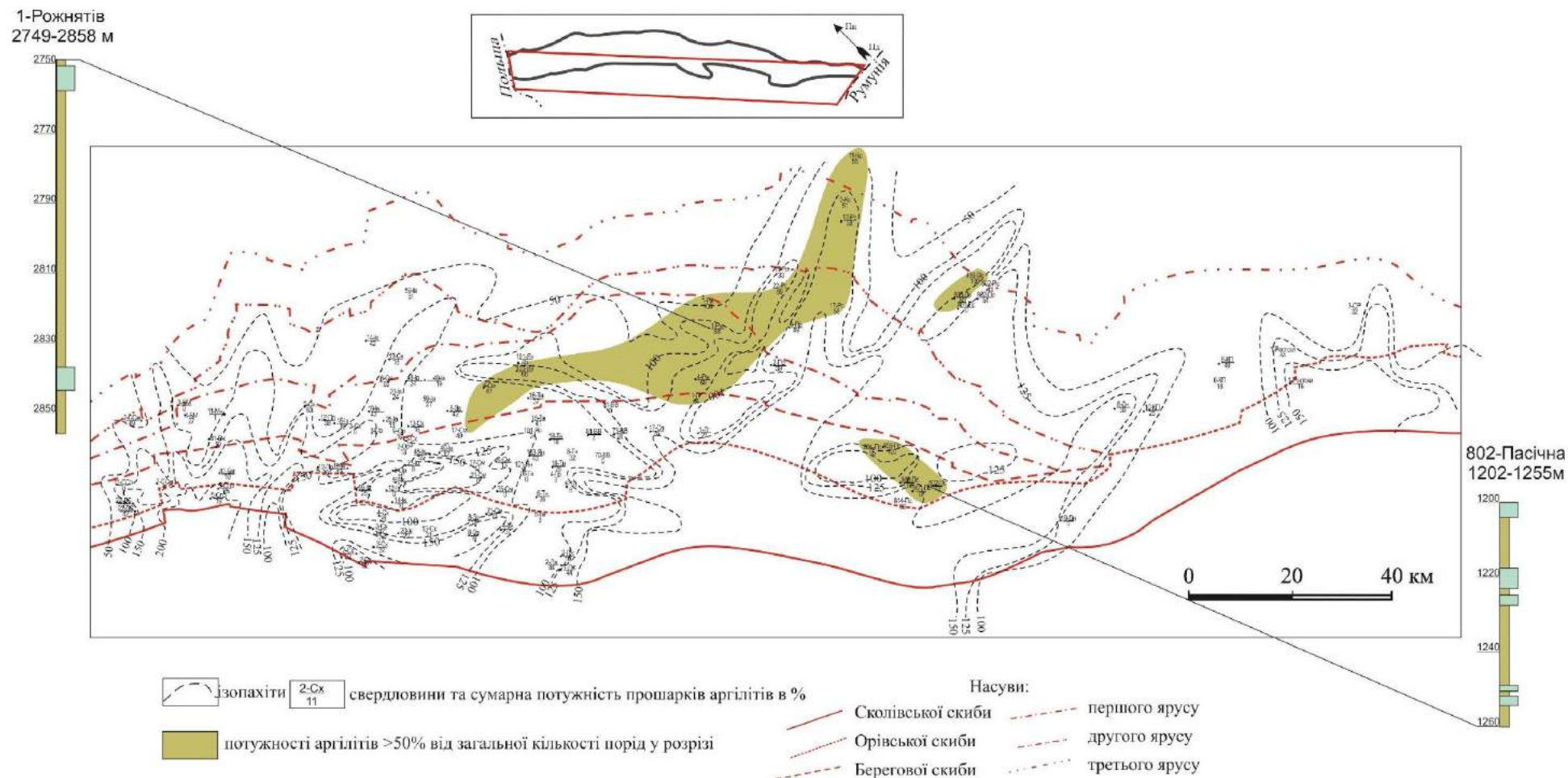


Рис. 5.2.14. Карта потужностей та фації пісковиків палеоценової товщі північно-східного сегменту Карпатського басейну. Палінспастична основа (за матеріалами Вуль, 1995)

представлено такими площами Семигинів, Рожнятів, Росільна, Космач. Також ще встановлено у цій ж центральній частині два поля з максимальним поширенням аргілітів незначного розміру. Обидва представлені площею Пасічна в різних структурних поверхах і мають розмір 18x3 км, а інше найменше 11x2 км. Виділення окремих полів аргілітів має вагоме значення з точки зору оцінки перспективних полів та менш перспективних на основі порівняння їх з полями пісковиків та алевролітів в межах дослідженої території.

5.3. Висновки до розділу 5

Досліджені 18 відслонень та проаналізовані ГДС із 85 свердловин ямненської світи палеоцену в межах Берегової та Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат, які рівномірно охоплюють всю територію дослідження від кордону з Польщею до кордону з Румунією.

Встановлено, що максимальних значень товщини відкладів палеоцену досягають у південно-західній частині району досліджень – 200 метрів, а також у північно-західній частині району досліджень поблизу з кордоном з Польщею, загалом спостерігаються максимальні товщини, що сягають 150–200 метрів, що дуже добре корелюється із нашими дослідженнями у відслоненнях.

Відклади палеоцену Берегової і Орівської скиб представлені ямненською світою, але встановлено, що ямненський пісковик заміщується строкато колірною товщею ритмічно перешарованих порід як по розрізу, так і по площі. Потужність строкато колірних горизонтів зазвичай не перевищує 60 м, але при фаціальному заміщенні ямненського пісковика ці горизонти можуть досягати 100–150 м.

Щодо товщини ямненського пісковика, відбувається її зменшення на ділянках Орова, Майдану, Покутських Карпат і в меншій мірі – в районах Болехова і Старої Солі, тобто в напрямку на північний захід

Значна зміна потужності ямненської світи відбувається також і в поперечному напрямку до Передкарпатського прогину і Скибової зони Карпат. Зазвичай відбувається закономірне зменшення потужності цієї світи від Скибової зони Карпат до Передкарпатського прогину.

На основі аналізу відслонень, кореляційних розрізів, та встановленого вмісту кожного літологічного типу порід від загальної кількості їх у розрізі, виділено окремі поля із збільшенням товщини $> 50\%$ від загальної кількості порід у розрізі для основних типів літологічних комплексів: піщаного, алевролітового і аргілітового.

Встановлені окремі поля поширення пісковиків, алевролітів та аргілітів мають вагомe значення, адже дозволяють прогнозувати перспективні площі для пошуку вуглеводнів.

РОЗДІЛ 6

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДКЛАДІВ ПАЛЕОЦЕНУ

6.1. Мінералого-петрографічна характеристика відкладів палеоцену

Керновий матеріал, який став підґрунтям для дослідження мінералого-петрографічних особливостей відкладів палеоцену Скибової зони Українських Карпат, отриманий із 18 свердловин: 2, 7, 20-Старий Самбір, 49, 50-Блажів, 2-Східниця, 5, 6-Улично, 10, 15-Завода, 1-Пн Завода, 1-Нижня Стинава, 1-Сушицька, 17-Россільна, 4-Семегинів, 1, 4-Рожнятів, 11-Космач.

Всього відібрано 150 зразків, які послужили основою для виготовлення шліфів та виконання різноманітних аналізів. На карті фактичного матеріалу (рис. 5.2.1) продемонстровано всі свердловини та відслонення, з яких проводились петрографічні, геохімічні, рентген-дифрактометричні аналізи та опрацювання геофізичних даних свердловин (ГДС). Теригенні породи ямненської світи палеоцену складаються з уламкових порід, які представлені: конгломератами, гравелітами, пісковиками і алевролітами.

6.1.1. Конгломерати

Конгломерати розповсюджені, зазвичай, як по всьому розрізу так і по всій дослідженій території. Вони утворюють лінзовидні прошарки, товщина яких зазвичай не перевищує 30–40 см, але іноді досягає 2 метри. Також конгломерати присутні в нижній частині пластів пісковиків.

Детальні дослідження конгломератів були проведені у середині ХХ ст. Лінецьким Л.В. (Лінецький, 1957). Серед порід ямненської світи палеоцену, конгломерати найбільше розповсюджені на північному заході, в районах сіл Стрільбичі, Підбуж, Сторона і низці інших сіл.

Оскільки конгломерати (рис.6.1.1.1) зустрічаються лише на крайньому північному заході в перших скибах по річках Яблуниця, Дністер, Бистриця Підбужська, а на південному сході в Покутсько-Буковинських Карпатах гравеліти мають незначне поширення, таким чином, можна припустити, що основне джерело зносу уламкового матеріалу, а отже палеорусл, яке його переносило знаходилося в північно-західній частині Скибової зони, як показали наші дослідження (Сеньковський та ін., 2004), що підтверджує наявність Ходорівської палеодолини.



Рис.6.1.1.1. Конгломерат, ямненська світа (палеоцен). Відслонення в північній околиці села Тюдів (7 км на пд. сх. від м. Вижниця), берег річки Черемош

Як було встановлено на північному заході конгломерати представлені наступними компонентами: зелені і червоні аргіліти – 58 %, вапняки – 32,5 %, конгломерати і пісковики "верукано" – 5,5 %, кварцити світло-сірі (девон ?) – 1,5 %, кремені чорні і склоподібні пісковики – 2,5 %, жильний кварц – 5 %. А також зокрема, одиничні

гальки сформовані із пісковиків силуру з фауною остракод, одиничні гальки чорних мергелястих вапняків карбону.

Склад конгломератів за віковим інтервалом (Линецкий, 1957, Paul and Tietze, 1987; Вялов, 1988; Маслун, 2015) буде наступним. *Докембрійсько-рифейська група*. Представлена слабометаморфізованими породами – група філітів: зелені і червоні філіти, мармуризовані вапняки, жильний кварц. Галька філітових сланців обкатана і кутасто-обкатана розміром 5–12 см в діаметрі, і складає від 25–30 % до 50–60 % від загального складу породи. Філіти зазвичай співставляють з силурійськими сланцями Переддобруджського прогину. Вони схожі з рифейськими відкладами, які відкриті глибокими свердловинами в східній частині Свентокшишських гір під фауністично охарактеризованим кембрієм (Samsonowicz, 1955), що дозволяє умовно їх відносити до рифейської групи.

Силур. Середньозернисті кварцові пісковики жовтувато-сірого кольору зі слюдисто-залізистим цементом розміром 7–10 см в діаметрі, кутасто-обкатані, легко руйнуються при ударі, з фауною остракод роду *Beurichia M'Coу*.

Девон. Дрібна обкатана галька сірих кварцитоподібних пісковиків з глауконітом і слюдисто-залізистим цементом, складає до 2 % від загального складу. Породи схожі за мінерально-петрографічними особливостями на нижньопалеозойську групу (девон), які розкриті глибокими свердловинами в м. Стрий.

Карбон. Величезні за розміром поодинокі гальки темно-сірого, майже чорного кольору, глинистих вапняків, місцями розкристалізовані, дрібнозернисті і містять велику кількість мікрофауни: *Archaeospaera sp.*, *Parathurammina sp.*, *Glomospira sp.*, *Brunsia ? sp.*, *Endothyra sp.*, *Eoparastafella ? sp.*, *Productus sp.*

Триас. Гальки до 15 см в діаметрі, кутасті і кутасто-обкатані, червонувато-зелених дрібно - і різнозернистих поліміктових пісковиків,

гравелітів і дрібно галькових конгломератів по складу аналогічних конгломератам "верукано" (Krentz, 1927; Simionesku, 1927; В'ялов, 1955).

Юра. Вапняки юри є другими за поширенням серед компонентів гравеліту, відносно рифейських філітів, і досягають 30–35 % від загальної кількості гальок.

Нижня юра. Крупні гальки і валуни до 20 см в діаметрі, кутасто-обкатані, знайдені в одному з відслонень в с. Стрільбичі. Це коричнево-сірі органогенно-уламкові піщані вапняки, з багато численною фауною брахіопод; світло-сірі різнозернисті, кварцові пісковики з багато численною фауною: *Rhynchonella variabilis* Dav., *R. cf. Frassi* Opp., *R. (Septaliphoria) aff. curviceps* (Quenst), *Spiriferina cf. alpina* Opp., *Spiriferina ex. gr.* (Sow.), *Terebratula cf. punchata* Sow., *Mytiloides cf. gryphoides* (Schloth).

Верхня юра. Уламки вапняків, розміром 2–25 мм, різноманітного забарвлення: сірі, жовто-сірі, коричнево-сірі, кремові, кремово-блакитні із різноманітними структурами: органогенно-уламковими, доломітизованими, приховано кристалічними, дрібнозернистими та псевдо оолітовими. У вапняках зустрічаються вапнисті водорості *Jailaria conica* Maslow. В жовтих і світло-сірих пелітоморфних вапняках знайдена *Calpionella alpina* Lorenz – титонського віку.

Нижня крейда представлена галькою невеликих розмірів 5–10 см, чорних вапнякових аргілітів та чорних кременів, які часто зберігають плитчасту форму. Також зустрічаються окремі уламки гальки склоподібних пісковиків, які схожі з спаською серією північно-західних Карпат, які містять радіолярії та спікули губок.

Кайнозойська група представлена добре обкатаною галькою, розміром від 2 до 10 см, блакитно-сірого кольору, що містить багрянні водорості: *Lithophyllum aff. densum* Lemione, *Lithothamnium cf. Tchernomoricum* Masl, *Lithothamnium Suhumii* Masl., а також

дискоцикліни *Discocyclusina Scalaris Schlumb.* і уламками нумулітів, які належать до палеоцену.

У конгломератах яремчанського горизонту зустрічається велика кількість багряних водоростей. При чому їх кількість зменшується з північного сходу на південний захід. Також слід зазначити, що в яремчанському горизонті конгломерати рідко зустрічаються у вигляді самостійних прошарків, здебільшого вони утворюють лінзи або в незначних кількостях присутні в підшві кожного літологічного ритму.

6.1.2. Гравеліти

В основі окремих потужних верств пісковиків подекуди залягають гравеліти, які у звітреній підшві виявляють характерну ніздрювату текстуру. Остання, на нашу думку, утворилася внаслідок гіпергенних процесів, зокрема випадання з піскуватої матриці різних за розмірами зерен гравію.

Петрографічне дослідження гравелітів відкладів ямненської світи з села Урич, що залягають в основі або в середній частині товщі пісковиків, показали, що ці грубоуламкові породи складаються в основному з 85 % обкатаних зерен жильного кварцу та уламків метаморфічних порід (15 %), розміром від 1 до 5 мм, хоча іноді окремі зерна досягають 10 мм. Останні представлені не обкатаними, кутастими і сплюснутими уламками світло-зеленкуватих філітів (14 %) і добре обкатаними зернами кварцитів (1 %).

Гравеліти в складі ямненської світи, як було зазначено, частіше зустрічаються в південно-східній частині Скибової зони Карпат, на відміну від конгломератів, які поширені рідше в цій частині дослідженої території (рис.6.1.2.1).



Рис.6.1.2.1. Прошарок гравеліту в нижній частині пласту пісковика ямненська світа (палеоцен). Відслонення в північній околиці села Тюдів (7 км на пд. сх. від м. Вижниця), берег річки Черемош

На північному заході дослідженої території у с. Стрільбичі, в лівому схилі потоку Стрільбичик на західній околиці села, в 600 м від перехрестя доріг Старий Самбір-Доброміль, встановлений типовий гравеліт у розрізі наступного складу: кварц (прозорий, рожевий, молочно-білий з хлоритом) – 51 %, філіти зелені – 16 %, філіти червоні – 13 %, пісковики сірі (палеоген) – 9 %, вапняки юрського віку – 4 %, кремені чорні (нижня крейда) – 4 %, кварцитоподібні пісковики (девон ?) – 2 %. Потужність товщі досягає 50 м.

6.1.2.1. Рентген-дифрактометрична, петрографічна та мінералогічна характеристика філітів.

За даними дифрактометричного вивчення мінерального складу філітів (рис. 6.1.2.1.1), що складають метаморфічні породи гравелітів, визначено їх склад вони складаються з кварцу, хлориту (13,85; 7,01; 4,69 Å), мусковіту (9,8; 5,0; 4,4; 3,33 Å) і польових шпатів (2,92; 3,18; 3,64; 4,0; 6,4 Å). Обкатані

зерна кварцитів чорного кольору, переважно овальної і круглої форми, іноді сплюснуті.

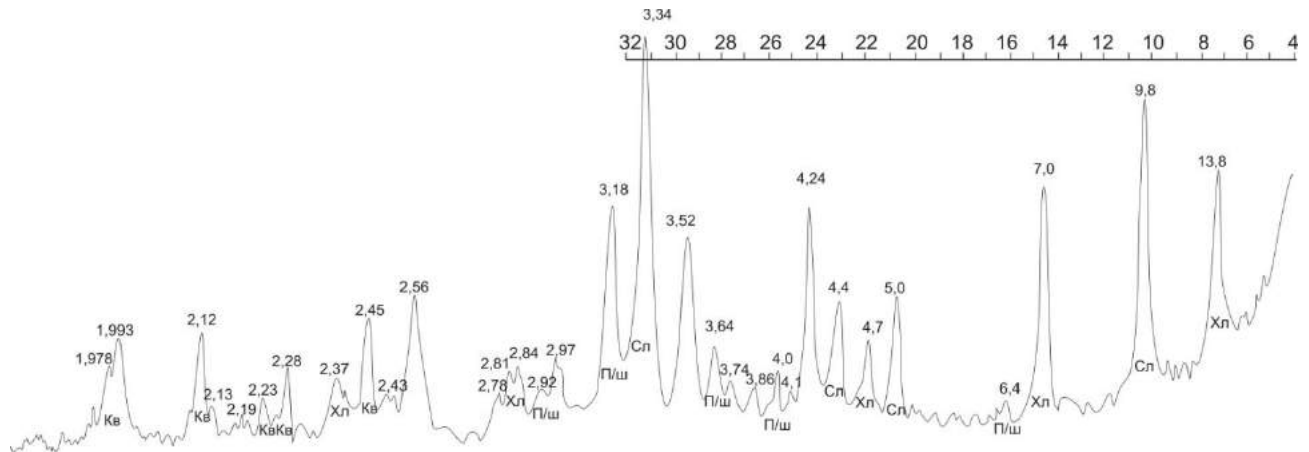


Рис.6.1.2.1.1. Рентгенодифрактограма філіту. Відслонення с. Урич, фортеця Тустань. Неорієнтований препарат

Хл – хлорит; *Кв* – кварц; *Сл* – слюда (мусковіт); *П/ш* – польові шпати (олігоклаз)

Петрографічними дослідженнями уламків метаморфічних порід, зокрема філітів, встановлено, що за ступенем обкатаності та інтенсивністю звітрювання їх можна вважати седиментами, що сформувалися, ймовірно, внаслідок розмиву слабо вивітрених метаморфічних комплексів (Свєнтокшиський масив?). Привертає увагу наявність у породах обкатаних уламків чорно колірною кварциту, який, мабуть, також відноситься до продуктів руйнування метаморфічних комплексів.

Мінералогічні дослідження зерен жильного кварцу, що складають основну масу гравеліту, проводилися під бінокулярним мікроскопом. Попередньо вони були очищені від окисної залістистої плівки. Вивчення цих зерен в імерсійних рідинах дало можливість спостерігати внутрішні неоднорідності зерен кварцової маси. На підставі цього серед зразків, залежно від густоти розподілу включень у зерні, було виділено два характерні мінералогічні типи кварцу: напівпрозорі, що становлять до 90 % від загальної кількості вивчених зерен кварцу, і приблизно 10 % білих непрозорих зерен. Молочні зерна кварцу містять включення, що

нерівномірно розсіяні в основній масі кварцу. У другому типі кварцу – у його напівпрозорих зернах – включення розміщені тільки в площинах залікованих тріщин, які перетинають зерна. У цьому типі зерен за ступенем мутності виділяється окрема підгрупа дещо прозорих або тріщинуватих зерен кварцу. Зустрічаються поодинокі зерна прозорого, без включень, кварцу. Встановлено, що в грубозернистих фракціях домінують обкатані зерна кварцу, а у фракціях менших розмірів – напівобкатані або не обкатані.

6.1.2.2. Гранулометричний склад псефітолітів палеоцену

Вивчення гранулометричного складу псефітолітів палеоцену (с. Урич, Львівська обл.) показало, що вони складені не відсортованим уламковим матеріалом, серед якого домінують уламки розміром 3–5 мм (26 %). У підпорядкованій кількості знаходяться уламки від 1 до 3 мм (26 %) і >7–5 мм (12 %), залишок складає алеврито-пелітова фракція.

6.1.3. Пісковики

Головним літологічним типом в дослідженій товщі ямненської світи є різнозернисті кварцові пісковиками з невідсортованим мінеральним градієнтом, а також олігоміктові пісковики, які складені, в основному, кварцом (до 95 %) і польовими шпатами (5–15 %). У їхньому складі зустрічаються також зерна глауконіту світло - та темно-зеленого кольору і лусочки мусковіту. З акцесорних мінералів спорадично спостерігалися зерна циркону та рудні мінерали. Часто уламки теригенного матеріалу породи характеризуються безцементним з'єднанням, а також утворенням конформних і стілолітових контактів (рис. 6.1.3.1). Нерідко в якості цементу виступає глиниста речовина, або ж карбонатна, також доволі часто зустрічається цемент змішаного складу: кременистий та глинисто- карбонатний. Кількість цементу в породі не перевищує 20 %. Слід відзначити, що характерною ознакою

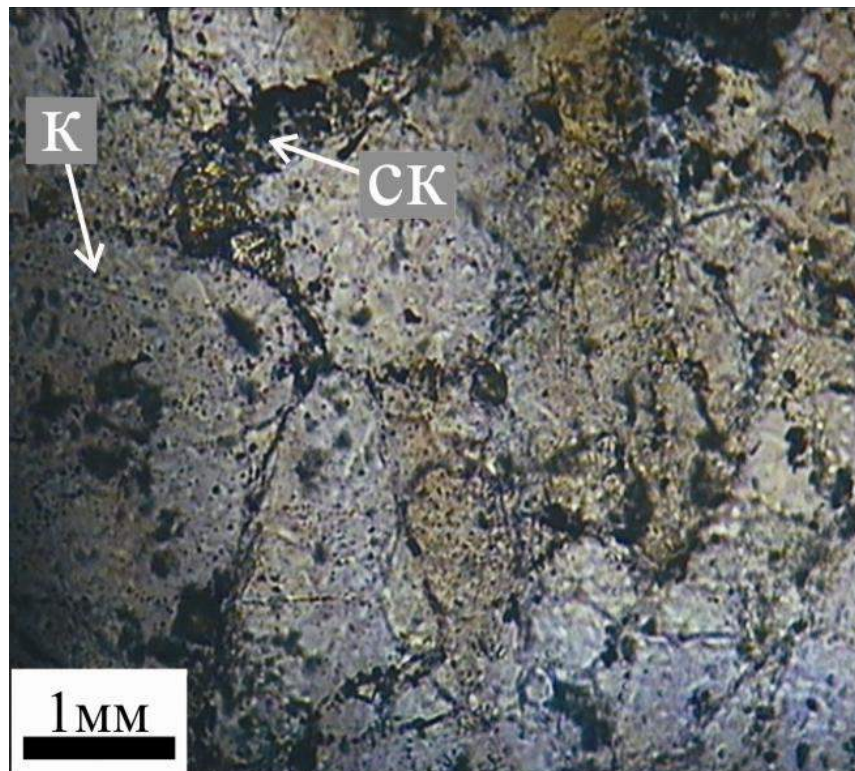


Рис. 6.1.3.1. Мікрофотографія середньо-грубозернистого пісковика з безцементним з'єднанням з утворенням конформних і стилітових контактів. Зони розущільнення заповнені піритом. Свердловина Нижня Стинава-1, глибина 4219–4224 м

к – кварц, ск – стилітовий контакт

псамітолітів палеоцену є наявність у їхньому складі уламків метаморфічних порід, а саме: кварцитів, мікрокварцитів, двослюдистих польовошпатових сланців, філітів.

Як приклад (рис.6.1.3.2), що характеризує пісковики, які поширені в північно-західній частині дослідженої території на глибинах > 4000 м, цемент яких представлений карбонатною речовиною, пісковики із свердловин 2-Старий-Самбір (інтервал 4364–4368 м) та 20-Старий-Самбір (інтервал 4262–4271 м).

Пісковики грубо-середньозернисті, кварцові з глауконітом, з рівномірно поровим корозійним карбонатним цементом. Уламкова частина (80 % об'єму породи) складена округлими, округло кутастими і кутастими зернами розміром 1,0–2,0 мм (80 %) і розміром 0,3–0,5 мм (20 %). Польові шпати – не більше 5%, а також різноманітна літокластика, насамперед – це

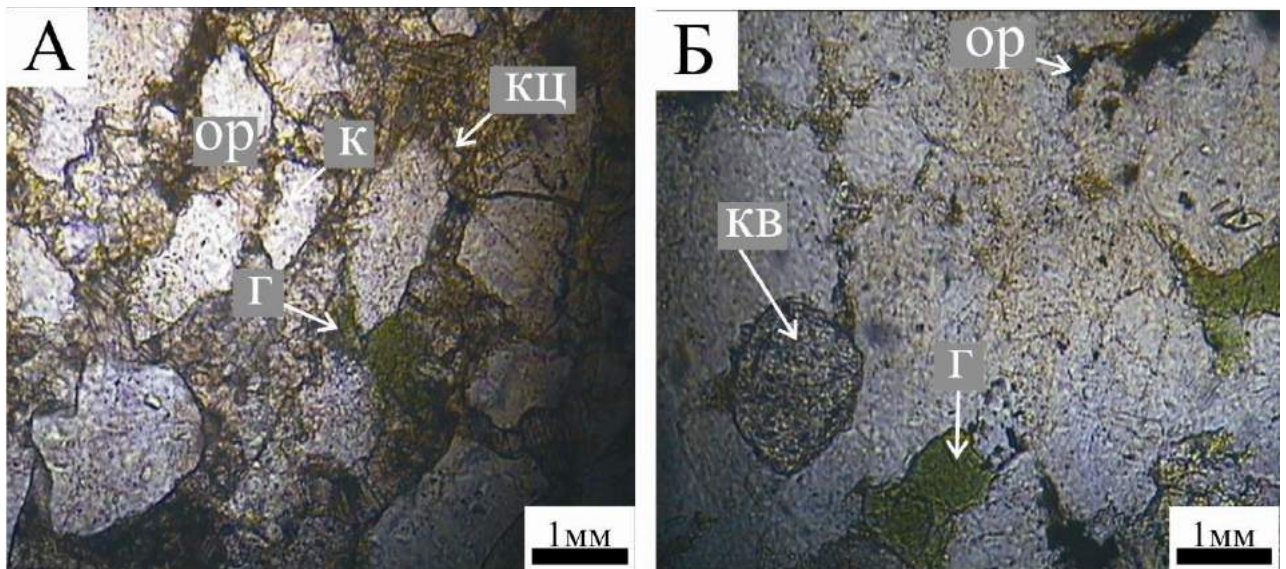


Рис. 6.1.3.2. Мікрофотографія грубо - середньозернистого пісковика з карбонатним цементом. А – свердловина 2-Старий-Самбір, глибина 4364-4368 м, Б – свердловина 2-Старий-Самбір, глибина 4262-4271 м.

к – кварц, г – глауконіт, кц – карбонатний цемент, ор – органічна речовина.

халцедоноліти і мікрокварцити $\approx 10\%$ і 5% – найбільші уламки що представлені карбонатними породами, які часто інтенсивно озалізнені і містять в собі обуглені рослинні рештки. Глауконіт, складає до 5% від загального об'єму породи. Цемент (до 20%) рівномірно поровий і контактово-поровий представлений мікродрібнозернистим кальцитовим агрегатом, який зазвичай доломітизований і кородує силікатну кластику, по своїх типоморфних ознаках дуже схожий на вторинне утворення, хоча реліктів первинного цементу не збереглося.

Серед пісковиків, які поширені в центральній частині дослідженої території, де уламкова частина складена, загалом, кварцом, а цемент представлений гідрослюдою, як для типового псаміту, наведемо приклад із свердловин 10-Завода (4831–4845 м) та Нижня Стинава-1(4219–4224 м).

Пісковик (рис. 6.1.3.3, 6.1.3.4) грубо - середньозернистий кварцовий, з рівномірно поровим глинистим цементом. Уламкова частина (80% об'єму породи) складена округло кутастими і кутастими зернами розміром $1,0-1,25$ мм (80%) і розміром $0,2-0,8$ мм (20%). Цемент (20%) рівномірно поровий представлений глинистою речовиною. Зони розуцільнення, зазвичай, заповнені піритом.

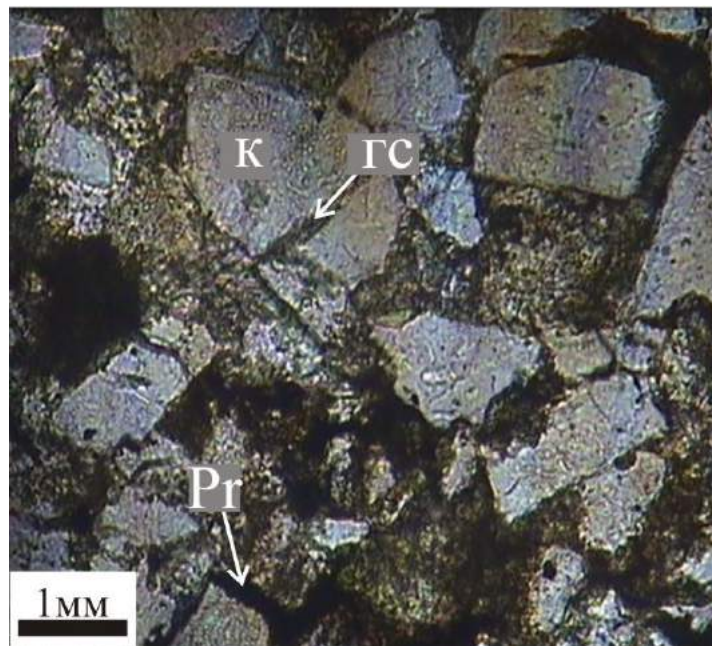


Рис. 6.1.3.3. Мікрофотографія середньозернистого пісковика з гідрослюдистим цементом. Зони розущільнення заповнені піритом. Сverdlovina Завода-10, глибина 4381–4845 м
гс – гідрослюдистий цемент, *Pr* – пірит, *к* – кварц

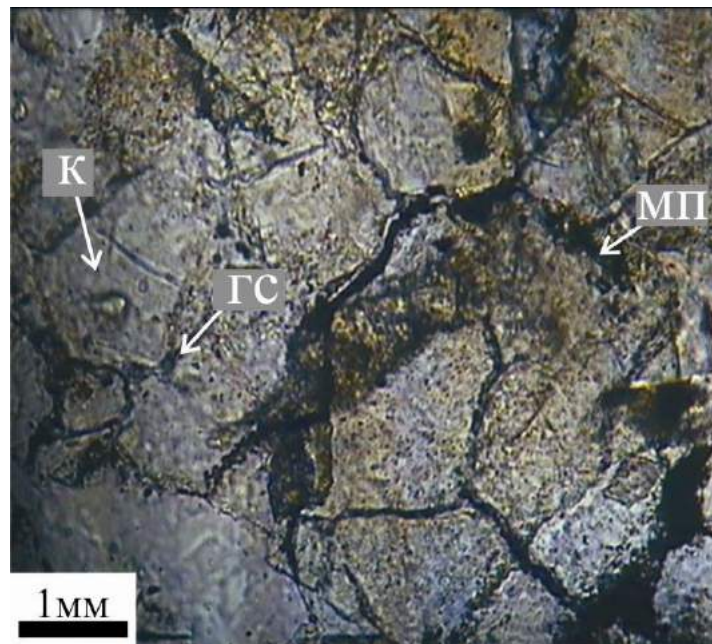


Рис. 6.1.3.4. Мікрофотографія середньозернистого пісковика з гідрослюдистим цементом. Сverdlovina Нижня Стінава-1, глибина 4219–4224 м
гс – гідрослюдистий цемент, *мп* – мікропори, *к* – кварц

Серед теригенних порід ямненської світи палеоцену, які досліджені у відслоненнях, переважають темно-сірі щільні масивні кварцові

пісковики. Для мінералого-петрографічних досліджень ми відібрали зразки кварцових дрібно - і різнозернистих пісковиків (рис. 6.1.3.5-6.1.3.7) з відслонення в околицях с. Урич (фортеця Густань).

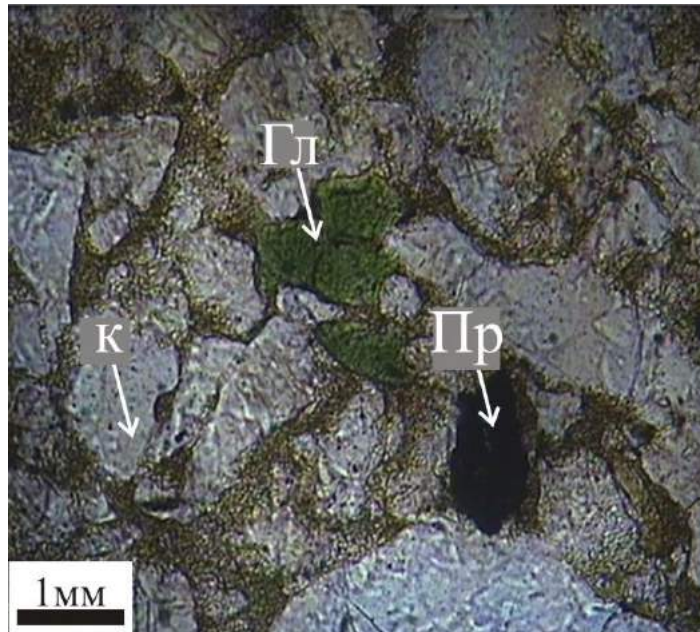


Рис. 6.1.3.5. Мікрофотографія різнозернистого пісковиків з контактово-пористим корозійним карбонатно-гідролудистим цементом. Відслонення с.Урич

Гл – глауконіт, Пр –пірит, що розвинений по органічній речовині, К – кварц

Породи щільні, безкарбонатні, світло-сірого кольору. На звітреній озалізненій поверхні пісковики мають жовте до темно-бурого забарвлення і плямисту текстуру. Уламкова частина цих порід погано відсортована. Структура пісковиків алевро-псамітова, нерівнозерниста. Розмір зерен коливається від 0,03 до 0,35 мм, а в різнозернистих відмінах порід – від 0,02 до 0,9 мм. Переважає дрібнозерниста псамітова фракція (0,1–0,2 мм) з домішкою ($\approx 10\text{--}20\%$) алевритового матеріалу ($< 0,1$ мм). Форма зерен кутасти, напівкругла, округла. Кластичний матеріал, загалом, складений зернами кварцу, деякі з яких регенеровані. Як домішка ($\approx 2\text{--}4\%$) наявні звітрілі, пелітизовані зерна калієвих польових шпатів табличасто-призматичної форми, представлені мікрокліном з характерною косою мікрокліновою решіткою. Трапляються поодинокі пластинки мусковіту,

хаотично розкидані між зернами кварцу. Породи мають поровий і базальний типи цементації, місцями простежено конформне з'єднання зерен. Головною складовою цементу є глинисті мінерали. В цементувальній масі є також певна кількість кремнезему.

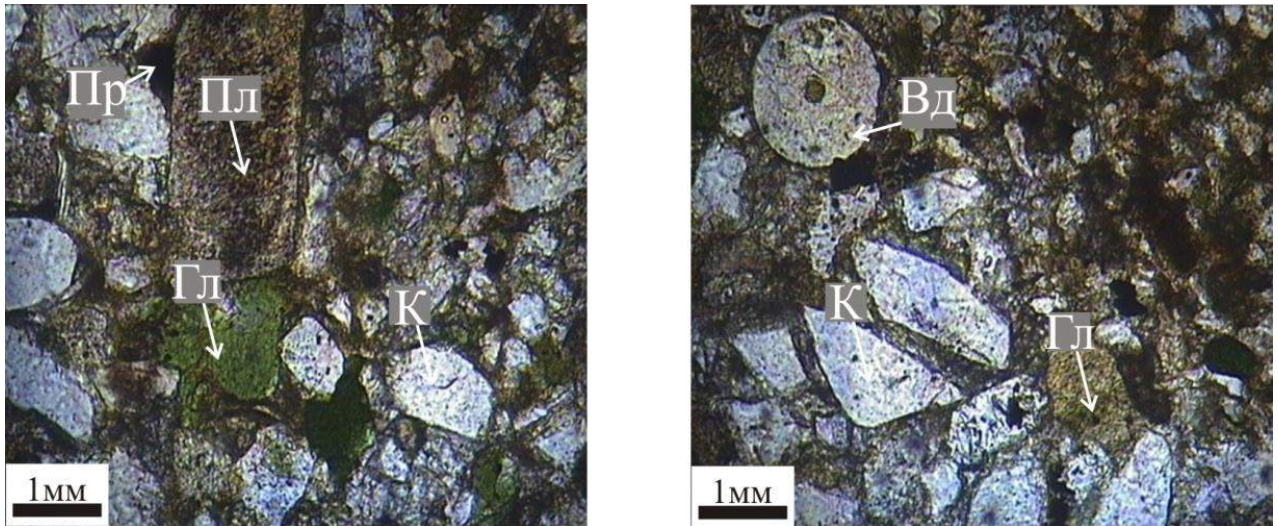


Рис. 6.1.3.6. Мікрофотографія різнозернистого не відсортованого пісковика з поровим гідрослюдястим цементом. Глауконіт розвивається по кварцу. Відслонення с.Урич

Гл – глауконіт, Пл – польові шпати, Пр. – пірит, К– кварц, Вд – багряні водорості

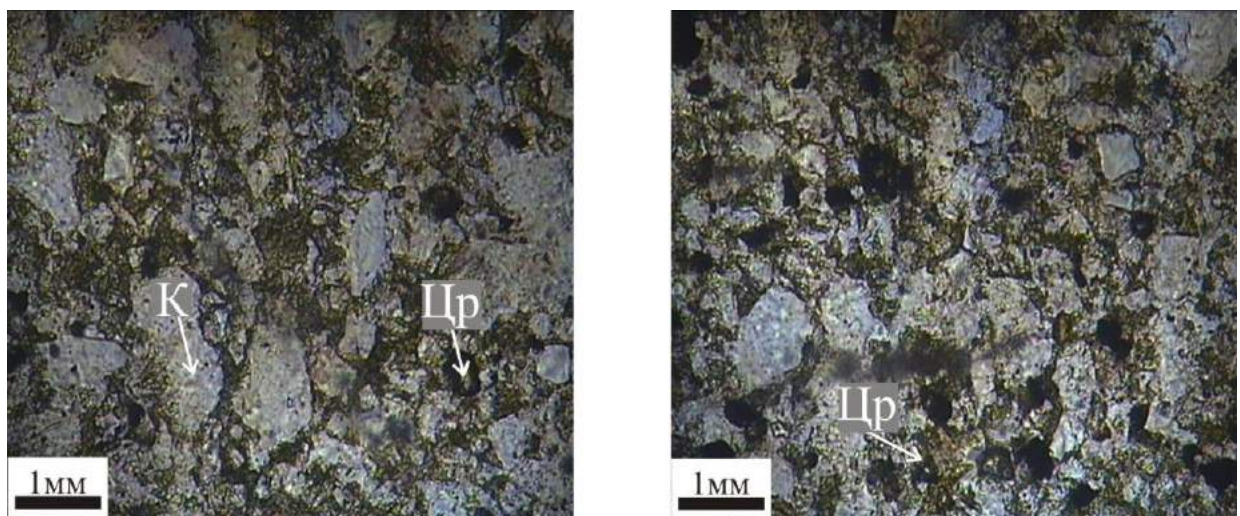


Рис. 6.1.3.7. Мікрофотографія різнозернистого не відсортованого пісковика з поровим карбонатним цементом і великою кількістю циркону. Відслонення с.Урич

К – кварц, Цр – циркон

6.1.3.1. Рентген-дифрактометрична характеристика цементу пісковиків. Дослідження у відслоненнях. Рентгенодифрактометричні дослідження препаратів глинистої частини цементу (фракція <0,001 мм) пісковиків ямненської світи, досліджені у відслоненнях (с. Урич) дали такі результати (Гавришків, 2004). На рентгенодифрактограмах є рефлекси іліту (9,8 Å) і каолініту (7,1 Å). Крім того на рентгенодифрактограмах орієнтованого препарату та орієнтованого препарату з етиленгліколем чітко виділені слабкоінтенсивні рефлекси (10,0, 10,5, 12,0, 14,2, 15,5, 17,6 Å), що свідчать про наявність у глинистій фракції порід незначної кількості змішаношаруватих мінеральних утворень іліт-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу. Є також рефлекси кварцу (1,98, 2,12, 2,23, 2,28, 2,45, 3,32, 4,24 Å) і польових шпатів (альбіту, анортиту) (3,07, 3,18, 3,24, 3.47, 3.67, 3,76, 4.0 Å).

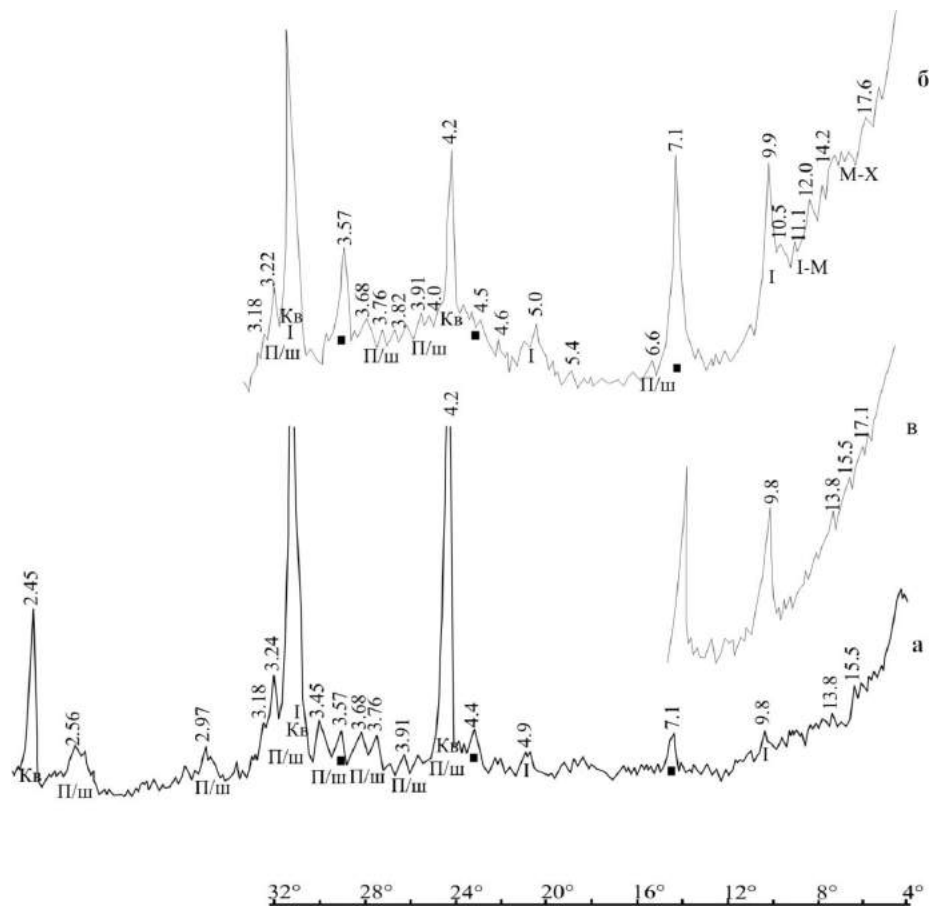


Рис. 6.1.3.1.1. Рентгенодифрактограма цементувальної маси ямненського пісковика. Відслонення с.Урич

Препарати: а – неорієнтований; б – орієнтований; в – орієнтований з етиленгліколем; І – іліт; Хл – хлорит; ■ – каолініт; І-М – іліт-монтморилоніт; М-Х – монтморилоніт-хлорит; Кв – кварц; П/ш – польові шпати.

Дослідження у свердловинах. Рентгенодифрактометричні дослідження (рис. 6.1.3.1.2.) препаратів глинистої частини цементу (фракція <0,001 мм) пісковиків ямненської світи із свердловин (св. Блажів – 50, гл. 4070–4197, св. Шепіт-1, гл. 988–1002 м), св. Улично – 22, гл. 1587–1707 м) дозволили встановити на рентгенодифрактограмах, аналогічний як і у відслоненнях мінеральний склад.

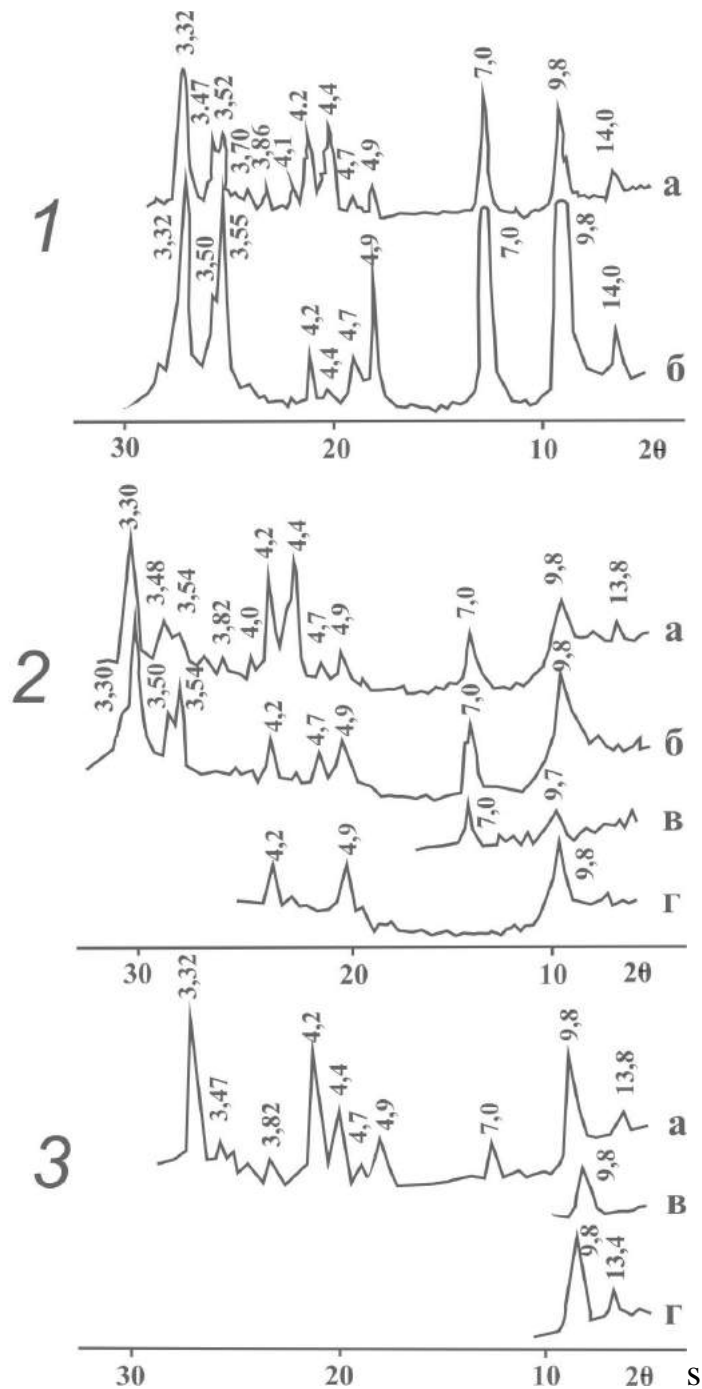


Рис. 6.1.3.1.2. Рентгенодифрактограма цементувальної маси ямненських пісковиків
 Препарати: а – неорієнтований; б – орієнтований; в – орієнтований з етиленгліколем, г – прожарений протягом 2-х год. при 600 С. Свердловини: 1 – св. Блажів – 50, гл. 4070–4197, 2 – св. Шепіт-1, гл. 988 – 1002 м), (св. Улично – 22, гл. 1587-1707 м)

На дифрактометричних кривих (рис. 6.1.3.1.2.) вихідних і орієнтованих препаратів фракцій розміром менше 0,001 мм, найінтенсивніша серія базальних рефлексів кратних 10\AA ($9,6-9,8\text{\AA}$, $4,9\text{\AA}$, $3,30-3,32\text{\AA}$). Рефлекс першого порядку $9,6-9,8\text{\AA}$ достатньо чіткий й не змінює свого значення при насиченні взірців етиленгліколем і при прожарюванні до 600° , що притаманно типовим гідрослюдам. Наявність міжплощинних відстаней $9,8\text{\AA}$; $4,4\text{\AA}$ та $3,3\text{\AA}$, вказує, що це діоктаедричний різновид гідрослюду типу іліту. Також спостерігається асиметрія $9,6-9,8\text{\AA}$ - відображення з боку малих кутів θ , це засвідчує про деградованість гідрослюди й вміст у її структурі монтморилонітоподібних шарів. Також на рентгенодифрактограмах орієнтованого препарату та орієнтованого препарату з етиленгліколем чітко виділені слабоінтенсивні рефлекси ($10,0$, $10,5$, $12,0$, $14,2$, $15,5$, $17,6\text{\AA}$), що свідчать про наявність у глинистій фракції порід незначної кількості змішано шаруватих мінеральних утворень іліт-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу. Також спостерігаємо рефлекси кварцу ($1,98$, $2,12$, $2,23$, $2,28$, $2,45$, $3,32$, $4,24\text{\AA}$) і польових шпатів (альбіту, анортиту) ($3,07$, $3,18$, $3,24$, $3,47$, $3,67$, $3,76$, $4,0\text{\AA}$).

Оскільки з зануренням на глибину відбувається перетворення глинистих мінералів під впливом підвищеного тиску і температури, то монтморилоніт поступово перетворюється в гідрослюду. Це ми і спостерігаємо на рентгенодифрактометричних дослідженнях препаратів глинистої частини цементу пісковиків ямненської світи (фракція $<0,001\text{ мм}$).

Таким чином, на підставі проведених рентгенодифрактометричних досліджень, а також досліджень М.П. Габінета (Габінет, 1974), можна зробити висновок, що породи з досліджених розрізів палеоценових відкладів зазнали постседиментаційних перетворень етапу прото і мезокатагенезу ПК₁–МК₄. Свідченням цього є наявність у складі глинистої фракції змішано шаруватих мінеральних утворень гідрослюда-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу.

У вивчених зразках північно-західної частини дослідженої території та згідно зі схемою катагенетичної зональності крейдово-палеогенового флішу Українських Карпат, розробленою М.П. Габінетом (Габінет, 1974), ця товща у геологічному заляганні перебуває в зоні раннього і середнього катагенезу (прото- і мезокатагенезу ПК₁–МК₃).

У південно-східній частині дослідженої території, породи ямненської світи палеоцену внаслідок більш глибоких катагенетичних перетворень, знаходяться на етапі мезокатагенезу МК₃–МК₄, що супроводжуються повною ілітизацією (гідрослюдизацією) монтморилоніту, в них можуть виникати сприятливі умови для утворення зон порід-колекторів тріщинного типу.

6.1.4. Алевроліти

Алевроліти (рис. 6.1.4.1 -6.1.4.3) палеоценових відкладів Скибової зони від пісковиків зазвичай відрізняються більшим вмістом слюдистих мінералів (мусковіту, біотиту, гідробіотиту), обвугленого рослинного детриту і мінералів важкої фракції. Повсюдно у них встановлено досить високий вміст цементуючої маси гідрослюдистого, кременистого або кальцитового складу.

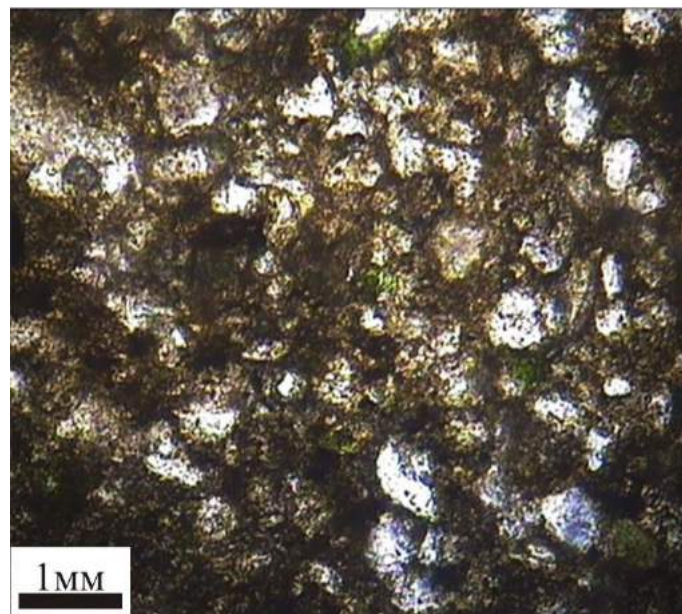


Рис. 6.1.4.1. Мікрофотографія різнозернистого алевроліту з базально-поровим корозійним гідрослюдистим цементом. Сverdловина Блажів-50, глибина 4092–4095 м

Алевроліти утворюють тонкі (1–2 см) прошарки між пачками масивних пісковиків. Вони сірі, тонко плитчасті, іноді з тонкою горизонтальною шаруватістю, що зумовлена скупченнями тонко лускуватої слюди. Алевроліти, зазвичай, характеризуються олігоміктовим складом – кварц, який істотно переважає в породі (до 80 %) та польові шпати (до 15%), хоча іноді зустрічаються уламки порід, а серед аутигенних мінералів завжди присутній пірит та глауконіт, який іноді виступає в ролі цементу. Акцесорні мінерали турмалін, циркон та рутил, утворюють пошарові концентрації. Цемент в алевролітах представлений, загалом, гідрослюдою (рис. 6.1.4.1), яка часто просочена органічною речовиною (рис. 6.1.4.2), або ж змішаного складу – глинисто-карбонатний (рис. 6.1.4.3).

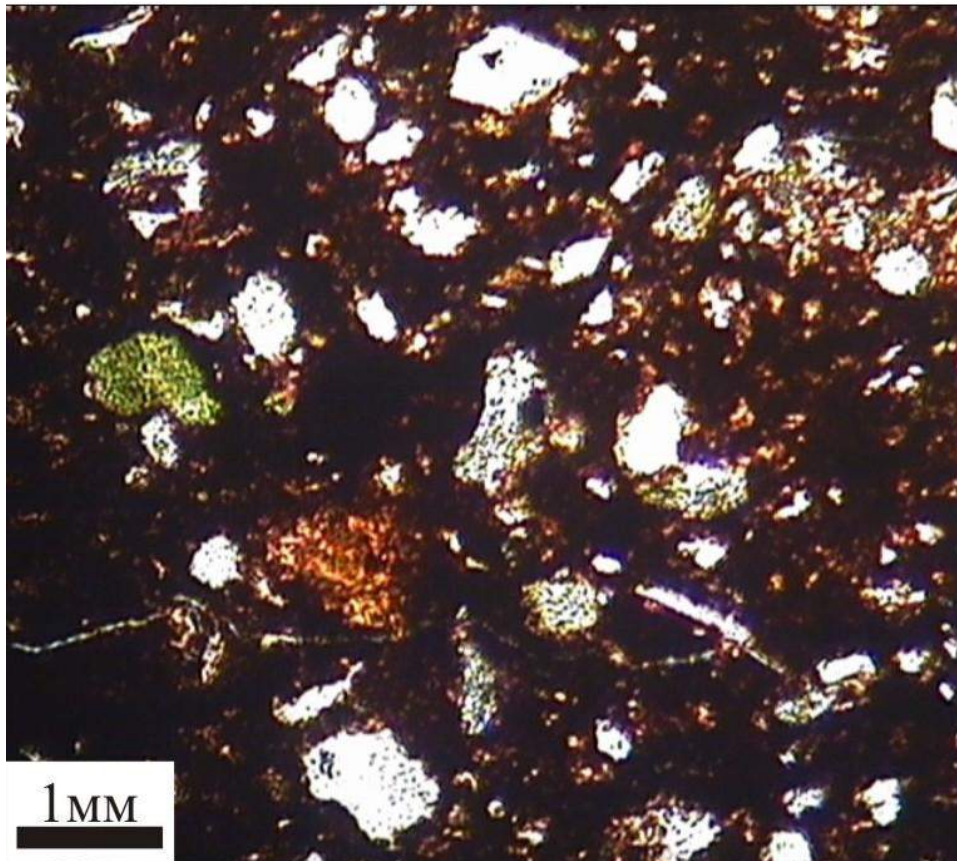


Рис. 6.1.4.2. Мікрофотографія різнозернистого алевроліту з базальним глинистим цементом, збагаченим органічною речовиною. Сverdловина Космач-11, глибина 3778–3782 м

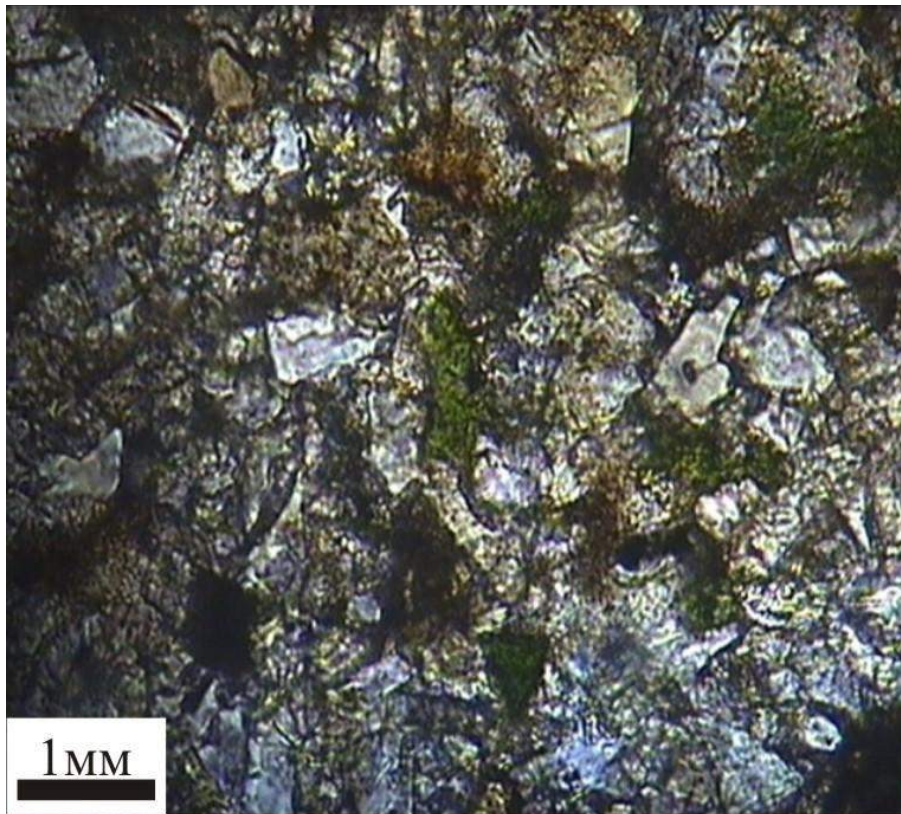


Рис. 6.1.4.3. Мікрофотографія різнозернистого алевроліту з карбонатно-глинистим цементом. Відслонення по р. Прут, м. Яремче

6.1.5. Аргіліти

Глинисті мінерали є не лише основним компонентом цементувальної маси уламкових порід палеоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат, але також і аргілітів. Поряд з іншими мінералого-петрографічними ознаками порід їхня точна діагностика, а саме: визначення кількісного співвідношення монтморилоніту, хлориту, іліту (гідрослюди) та змішано шаруватих мінералів типу іліт-монтморилоніт і хлорит-монтморилоніт, є дуже важливою з погляду визначення ступеня катагенетичної перетвореності осадової товщі.

Актуальність таких досліджень зумовлена тим, що палеоценові відклади Українських Карпат є нафтогазоносними, чи потенційними колекторами вуглеводнів і теригенні породи внаслідок трансформації мінералів глинистої фракції на різних етапах катагенезу можуть бути колекторами порового, тріщинного чи змішаного типів.

Детальні дослідження глинистих порід Скибової зони Українських Карпат проводились М.П. Габінетом зі співавторами (Габінет та ін., 1972, 1974) та І.М. Афанасьєвою (Афанасьєва, 1983).

Аргіліти (рис. 6.2.5.1–6.1.5.3) складаються з тонко лускуватої гідрослюди (іліту) з незначною домішкою каолініту та змішано шаруватих мінеральних утворень іліт-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу (Гавришків, 2004). Часто в породі присутній уламковий матеріал (0,01–0,08 мм) нерівномірно розподілений в основній масі породи від кількох зерен до 15 %. В основному, це кварц, рідше зустрічаються польові шпати та мусковіт, а також серед аутигенних мінералів завжди присутній глауконіт та дрібнокристалічний пірит.

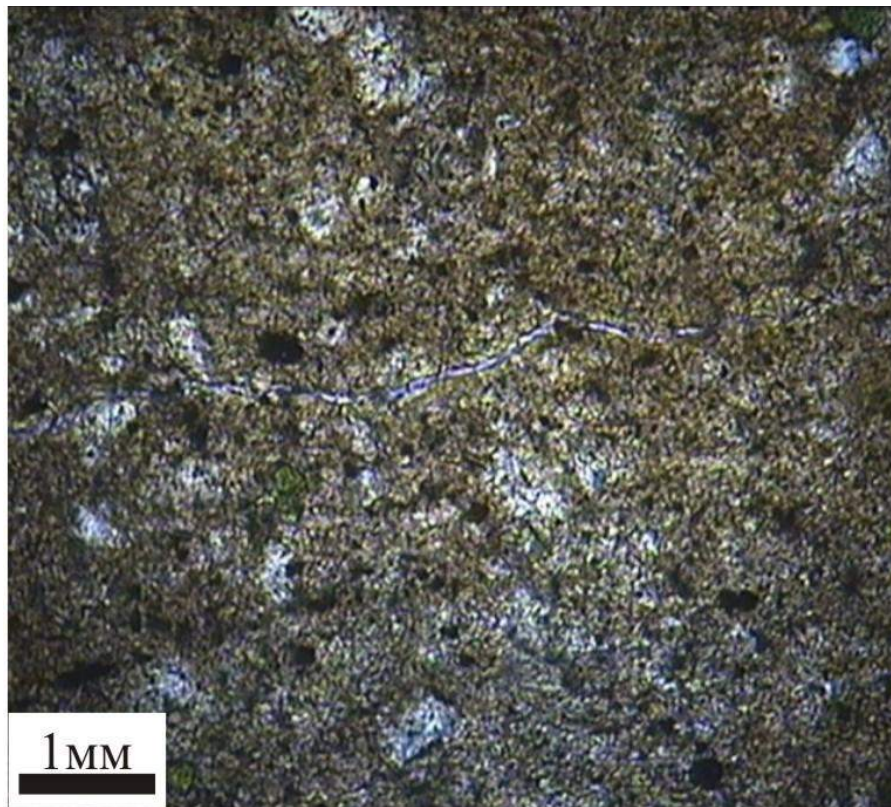


Рис. 6.1.5.1. Мікрофотографія аргіліту. Свердловина Блажів-49, глибина 4009-4017 м

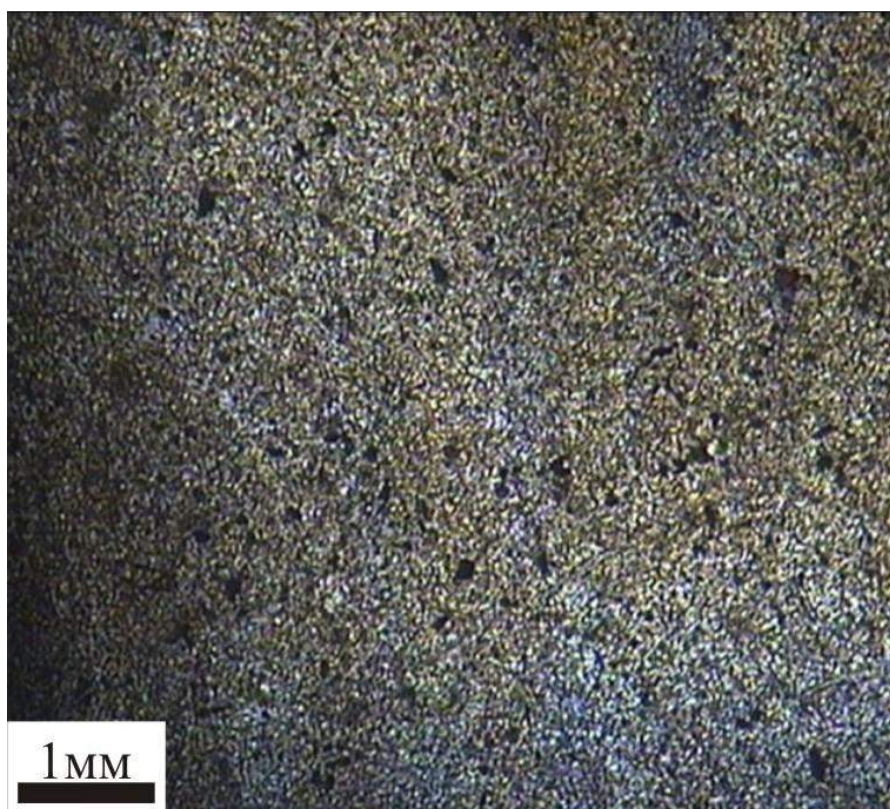


Рис. 6.1.5.2. Мікрофотографія аргіліту. Відслонення р. Прут м. Яремче

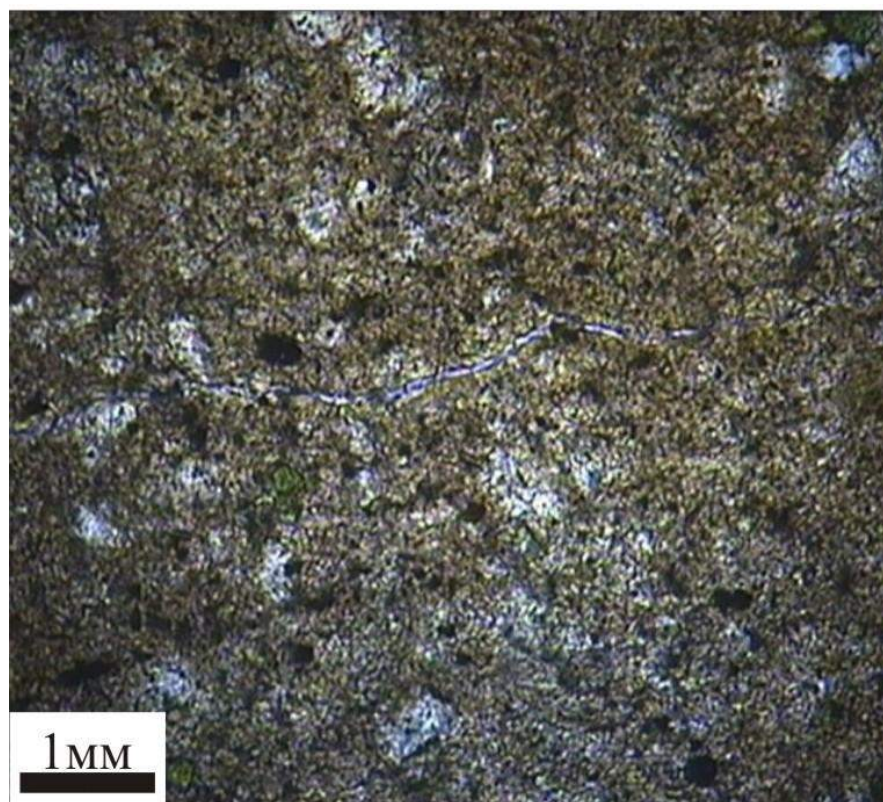


Рис. 6.1.5.3. Мікрофотографія аргіліту. Свердловина Космач-11, глибина 3759–3765 м

6.2. Мінералогічна та геохімічна характеристика піскуватих конкрецій ямненської світи палеоцену

Характерною особливістю ямненських пісковиків є наявність в них своєрідних піщаних конкрецій темно-жовтого і шоколадно-бурого кольору, що мають яскраво виражену концентричну будову.

Детальні мінералогічні і геохімічні дослідження конкрецій такого типу не проводилися і механізм їх формування не є до кінця з'ясованим. Проблемним питанням є також визначення комплексу структурно-текстурних і мінералогічних ознак, що дозволяють відрізнити їх від конкрецієподібних утворень, які в геологічній літературі характеризуються як "псевдоконкреції". Вони представлені не карбонатними жовтоколірними грубо - і середньозернистими крихкими кварцовими пісковиками, доволі великі за розмірами від 0,2 м до 1,5 і більше. Форми конкрецій майже однотипні, близькі до кулеподібної, мають правильну округлість, в поперечному перетині, іноді сплющені.

В глинистих, карбонатних і кременистих товщах Українських Карпат та оточуючих регіонів представлені різноманітні морфологічні і мінералогічні типи діагенетичних стяжінь, які достатньо добре вивчені у мінералого-петрографічному, геохімічному і літолого-генетичному плані. Водночас конкреції, поширені в піщаних відкладах лишилися поза увагою дослідників. О.С. Вялов, (Вялов, 1981) відзначає часту присутність округлих стяжінь в ямненських пісковиках, що складаються з того ж матеріалу, тільки більш щільнішого. При цьому застосовується термін «піскуваті стяжіння», який вказує на те, що в їх складі міститься велика кількість матеріалу вміщуючих порід. Слід відзначити, що присутність цих конкреційних тіл в піскуватих породах ямненської світи палеоцену є однією з характерних ознак цієї товщі, за якою вона відрізняється від петрографічно подібних вигодських пісковиків. Проте питання про умови

і механізм їх утворення ні в одній із наукових праць карпатських геологів не розглядається.

В псамітових товщах інших регіонів світу також часто трапляються подібні піскуваті стяжіння. Згідно з Ф. Дж. Петтиджон (Петтиджон, 1981) вони відомі в крейдових пісковиках Дакота поблизу Міннеаполіса (округ Оттава, Канзас, США) і в пісковиках Фон-Хілс в Колорадо. На південний захід від Міннеаполіса крупні піскуваті конкреції утворюють так зване кам'яне місто ". На думку дослідників їх формування відбувалося внаслідок явища локальної цементації на етапі раннього діагенезу. При цьому звертається увага на те, що асоціації важких мінералів конкреційних тіл порівняно з асоціаціями важких мінералів вміщуючих піскуватих порід збагачені менш стійкими мінералами. Кулеподібні піскувато-вапнисті конкреції описані також в крейдових відкладах Північного Кавказу В.Н. Швановим (Шванов, 1987). Походження останніх пояснюється розвитком процесів конкрецієутворення навколо органічних решток (черепашок амонітів, гніздоподібних скупчень перетертого детриту). Проте досить часто в теригенних товщах трапляються і так звані "псевдоконкреції", тобто конкрецієподібні тіла типу "внутрішньоформаційної гальки" (Рухин, 1953, 1969). Тому в кожному конкретному випадку з'ясування генезису подібних утворень вимагає детальних досліджень.

Встановлено, що такі утворення є продуктом локальної цементації в діагенезі, а не конкрецієподібними тілами іншого походження. Об'єктом проведених досліджень були піскуваті стяжіння (рис. 6.2.1), що трапляються в товщі ямненських пісковиків в районі с. Урич, поблизу Східниці (Тустанські скелі), а також карбонатно-піскуваті конкреції, зустрінуті в розрізі по р. Тисмениця (м. Борислав) в псамітових породах цього ж віку.



Рис. 6.2.1. Піщані стяжіння в ямненських пісковиках. Село Урич, Львівська область.

Вивчення структурно-тектурних ознак і речовинного складу стяжінь та вміщуючих їх ямненських пісковиків проводилося в лабораторіях ІГГК НАН України. Одним з головних методів було мінералого-петрографічне вивчення зразків порід. Також з'ясовано особливості їх хімічного складу (аналітик В.Л. Крижевич). З допомогою рентгенодифрактометричних досліджень препаратів (орієнтованих, неорієнтованих, орієнтованих з етиленгліколем та оброблених розчином HCl) пелітових фракцій порід, проведених в лабораторії рентгеноструктурного аналізу (аналітик Я.В. Яремчук), встановлено мінеральний склад цементувальної маси пісковиків та конкреційних утворень.

Піскуваті стяжіння (рис. 6.2.1), складені не карбонатними жовтоколірними грубо- і середньозернистими крихкими кварцовими пісковиками, вони доволі великі за розмірами від 0,2 м до 1,5 і більше. Форми таких утворень майже однотипні, близькі до кулеподібних. В

поперечному перетині вони часто утворюють правильне коло, іноді сплющені.

З літогенетичних позицій цікава внутрішня структура і речовинний склад конкрецій. Вони чітко відрізняються за забарвленням і за структурно-текстурними ознаками від вміщуючих порід – пісковиків. Внутрішня будова конкрецій явноконцентрична, зумовлена розподілом гідрокислів заліза, вміст яких зменшується від центру до периферії. В будові конкрецій добре виділяються внутрішня частина, яскраво-жовтого кольору, крихка і при механічній дії легко руйнується. В напрямку до периферії її міцність збільшується, також змінюється спектр кольору від жовтого до коричневого.

Мінеральний склад конкрецій подібний до вміщуючих пісковиків. Однак, структурно-текстурні ознаки порід істотно відрізняються. На відміну від пісковиків кластичний матеріал оболонки конкрецій характеризується значною ступінню цементації і високою міцністю, а також іншим гранулометричним складом уламкової частини. Це зумовлює збереженість конкреційних тіл та їхню стійкість по відношенню до процесів вивітрювання і денудації. В результаті цього конкреції добре зберігаються в відслоненнях.

За даними гранулометричного аналізу визначено, що конкреційні утворення характеризуються грубо -, середньозернистою структурою, а вміщуючі породи – середньо -, дрібнозернистою (рис. 6.2.2).

Кластичний матеріал конкрецій погано відсортований, характеризується безцементним з'єднанням. В його складі, крім кварцу (до 96 %), присутні польові шпати, глауконіт, хлорит, слюда (мусковіт), в меншій кількості – змінені рудні й акцесорні (циркон) мінерали. Головним кластогенним компонентом ямненських пісковиків є кварц (80–88 %). В тій чи іншій кількості в породах присутні польові шпати (3–13 %), представлені плагіоклазом і мікроклін, біотит, гідробіотит, мусковіт, глауконіт. Середньо і грубозернисті відміни пісковиків містять у значній кількості уламки метаморфічних і кременистих порід (10–16 %).

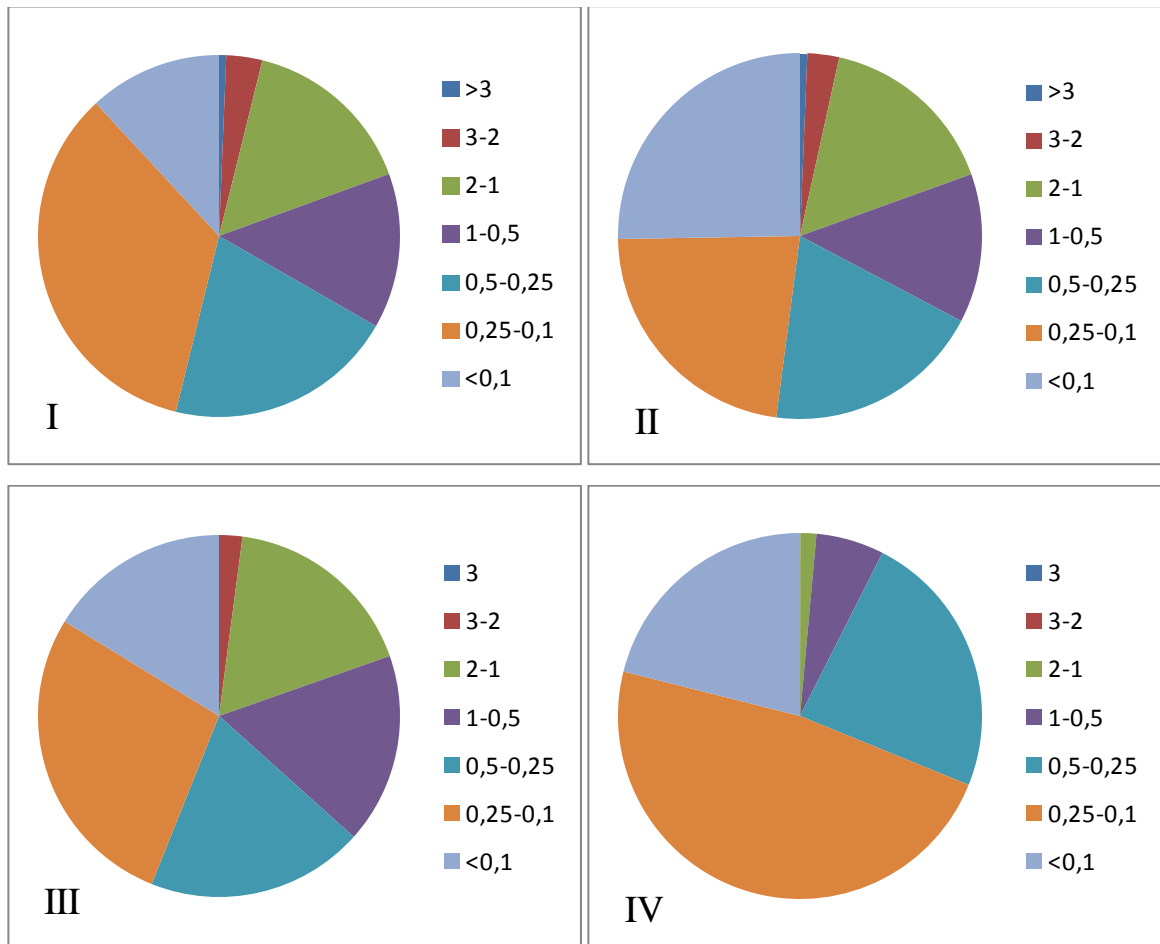


Рис. 6.2.2. Циклограми гранулометричного складу піщаних конкрецій (I – центр, II – середня частина, III – зовнішня частина, IV – вміщуюча порода

Для проведення мінералого-петрографічних досліджень з відслонення в околицях с. Урич були відібрані зразки кварцових дрібно- і різнозернистих пісковиків. Породи щільні, безкарбонатні (з HCl не реагують), світло-сірого кольору. На звітреній озалізненій поверхні пісковики мають жовте до темно-бурого забарвлення і плямисту текстуру. Уламкова частина цих порід погано відсортована. Структура пісковиків алевро-псамітова, нерівномірнотзерниста. Розмір зерен коливається від 0,03 до 0,35 мм, а в різнозернистих відмінах порід – від 0,02 до 0,9 мм. Переважає дрібнозерниста псамітова фракція (0,1–0,2 мм) з домішкою ($\approx 10\text{--}20\%$) алевритового матеріалу ($< 0,1$ мм). Форма зерен кутааста, напівокруглена, округлена. Кластичний матеріал, в основному, складений зернами кварцу, деякі з яких регенеровані. Як домішка ($\approx 2\text{--}4\%$) присутні звітрілі, пелітизовані зерна калієвих польових шпатів таблитчасто-

призматичної форми, представлені мікрокліном з характерною косою мікрокліновою спайністю. Зустрічаються поодинокі пластинки мусковіту, хаотично розкидані між зернами кварцу. Акцесорні мінерали представлені сфеном і поодинокими овальними зернами циркону. Присутні глауконіт, лейкоксен, магнетит, поодинокі уламки кременистих порід, бурі агрегати гідроокислів заліза, а також поодинокі згусткоподібні включення червоно-бурої бітумної органічної речовини. Цемент глинистий, поровий, місцями зустрічається конформне з'єднання зерен. На окремих ділянках породи спостерігається базальний тип цементації.

Методом хімічного аналізу встановлено, що розподіл сполук Fe в конкреціях змінюється від центру до їх периферії: вміст Fe_2O_3 зменшується, а вміст FeO – збільшується, а також підвищений вміст марганцю від центру до периферії (Гавришків, 2009). Дослідження речовинного складу стяжінь дозволяють припускати, що в їх центральній частині могла міститися дещо підвищена кількість домішки органічної речовини. Характер забарвлення конкрецій та присутність решток змінених рудних мінералів в їх складі свідчать про те, що в результаті окислення органічної речовини сульфат-іоном (сульфат-редукції) в діагенезі утворювалися сульфіди заліза, які в свою чергу в зоні гіпергенезу окислювалися до гідроокисів Fe.

Рентгенодифрактометричні дослідження глинистої речовини конкрецій і вміщуючих порід – пісковиків не показали ніяких суттєвих розбіжностей в їх складі. Мінеральний склад глинистої частини конкрецій представлений неупорядкованими змішано-шаруватими утвореннями типу хлорит-монтморилоніт (3,57; 14,6; 18,2; 22,2; 23,1 Å), а також іллітом (9,9 Å), каолінітом (7,1, 4,4, 3,57 Å), хлоритом (1,53; 7,1 Å). Глинисті мінерали вміщуючих піщаних порід представлені ілліт-монтморилонітом (8,5; 9,0; 10,9; 12,0; 15,5 Å), хлорит-монтморилонітом (3,57; 14,6; 18,2; 22,2; 23,1 Å), іллітом (9,8 Å) і каолінітом (7,1, 4,5, 3,57 Å) (Гавришків 2009, Гавришків 2007).

В околицях м. Борислав вниз по течії р. Тисмениця від мосту дороги Борислав–Східниця спостерігається майже повний розріз порід палеогенового віку. Відклади ямненської світи (палеоцен) тут представлені ясно-сірими масивними пісковиками, які вверх по розрізу набувають верстуватої текстури. Потужність пластів поступово зменшується від кількох м до 0,5–1 м. В породах іноді зустрічаються кальцитові прожилки (від 0,2 до 2 см). Пісковики містять значну кількість стяжінь еліпсоподібної або округлої форми, розміром до 0,5 м. Від подібних утворень, (Гавришків 2009) в ямненських відкладах на Тустанських скелях, а також від вміщуючих їх пісковиків, вони відрізняються підвищеною карбонатністю, що вказує на їх діагенетичне походження. На свіжому сколі вони характеризуються світлішим забарвленням і бурхливо реагують із соляною кислотою. Вміст кальциту в карбонатно-піскуватих конкреціях становить близько 30 %.

Таким чином, за результатами досліджень як діагенетичні утворення однозначно діагностуються карбонатно-піскуваті стяжіння з відслонення на р. Тисмениця (м. Борислав). Це конкреційні тіла округлої форми, які суттєво відрізняються за речовинним складом, а саме за підвищеною карбонатністю, від вміщуючих пісковиків. Їх формування відбувалося шляхом локальної цементації кластичного псамітового матеріалу на ранньому етапі діагенезу.

Дещо ускладнюється з'ясування генезису піскуватих стяжінь, зустрінутих у відкладах ямненської світи в районі с. Урич (Тустанські скелі) у відслоненні, що є ерозійним останцем, який зазнав інтенсивного впливу процесів фізичного і хімічного звітрювання. Ці утворення обусоблені від вміщуючих пісковиків тільки за своїми структурно-текстурними ознаками. Проте округла форма цих стяжінь явно вказує на їх діагенетичне походження. Ймовірно, що в результаті процесів кислого гіпергенезу відбувалася суттєва зміна первинного мінерального складу цих утворень, а саме вилуговування карбонатів з їх цементувальної маси.

Важливим чинником формування досліджуваних стяжінь були окисно-відновні умови під час седименто- і діагенезу палеоценових відкладів,

зумовлені газовим режимом морських вод в Карпатському басейні. Припускаємо, що в палеоцені вони були дещо збіднені киснем. Окисно-відновна границя у відкладах знаходилася на незначній глибині і певна кількість планктоногенної органічної речовини захоронювалася в осадах. Проявлялися процеси хемосорбції органікою окислів і гідроокисів заліза. Розклад органічної речовини спричинював зміни рН і Alk (лужного резерву) мулових вод та концентрацію карбонатів на ділянках, збагачених псамітовим матеріалом грубої розмірності. Тобто відбувалася локальна цементация теригенних осадів, продуктом якої були діагенетичні карбонатно-піскуваті стяжіння. При цьому відбувалося захоплення уламкового матеріалу вміщуючих піскуватих осадів.

Початковим етапом генезису таких утворень були геохімічні процеси з участю органічної речовини, що проходили в ранньому діагенезі. В анаеробній зоні осаду відбувалося відновлення адсорбованого окисного заліза (Fe^{3+}) до закисного (Fe^{2+}) органічним вуглецем і виповнення міжгранулярного простору карбонатними мінералами (ймовірно кальцитом, сидеритом або доломітом) з включеннями сульфідів заліза. Джерелом карбонатних іонів для утворення карбонатних мінералів було окислення ОР сульфат-іоном (сульфат-редукція). Характерну для більшості відмін досліджених конкрецій симетричну сферичну форму пояснюємо розвитком біохімічних редукційних процесів від ділянок маленького об'єму, що були відносно збагачені седиментогенною органікою і служили центрами конкрецієутворення. Найбільш інтенсивно така локальна цементация піскуватих зерен відбувалася на ділянках, збагачених грубопсамітовим матеріалом, що характеризувався більш високою проникною здатністю. Таким чином анізотропія теригенного осаду сприяла міграції речовини та її діагенетичному перерозподілу. В пізньому діагенезі досліджувані конкреції уже існували як окремі тіла, обособлені від вміщуючої породи. Значно пізніше, уже в зоні гіпергенезу відбувалося окислення Fe^{2+} до Fe^{3+} і вилуговування карбонатів в результаті циркуляції кислих вод, збагачених

вільним киснем і гумусовими кислотами. Отже, сучасний мінеральний склад досліджуваних конкрецій, зустрінутих у відкладах ямненської світи в районі с. Урич, є результатом гіпергенних процесів, але формування їх як окремих конкреційних тіл, обособлених від вміщуючої породи, починалося на етапі раннього діагенезу у відновному середовищі.

Таким чином, структурно-текстурні особливості і мінеральний склад досліджених піскуватих конкрецій сформувалися в результаті теригенного осадоагромадження та, головним чином, окисно-відновних реакцій на стадіях діагенезу і гіпергенезу.

6.3. Висновки до розділу 6

Теригенні породи ямненської світи палеоцену складаються з уламкових порід, які представлені: конгломератами, гравелітами, пісковиками і алевролітами.

Мінералого-петрографічними дослідженнями уламкової частини порід, встановлено, що за ступенем обкатаності та інтенсивністю звітрювання їх можна вважати седиментами, що сформувалися, на пасивних континентальних окраїнах, а матеріал що живив ці породи знаходився на північному заході, оскільки зменшується розмір уламків палеоценових відкладів з північного заходу на південний схід.

Встановлено, що породи з досліджених розрізів палеоценових відкладів представлені глинистим, змішаним кременисто-глинистим та карбонатним цементом. Високими фільтраційно-емнісними властивостями найчастіше характеризуються пісковики з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Теригенні породи, які в цементуючій масі містять порівняно вищу кількість вторинних карбонатів характеризуються низькими колекторськими властивостями.

Досліджені породи ямненської світи палеоцену в північно-західній частині дослідженої території зазнали постседиментаційних перетворень

етапу прото-мезокатагенезу ПК₁–МК₃. Свідченням цього є наявність у складі глинистої фракції змішаношаруватих мінеральних утворень гідрослюда-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу. Внаслідок більш глибоких катагенетичних перетворень, зокрема в південно-східній частині дослідженої території породи знаходяться на етапі мезокатагенезу МК₃–МК₄, та супроводжуються повною ілітизацією (гідрослюдизацією) монтморилоніту, в них можуть виникати сприятливі умови для утворення зон порід-колекторів тріщинного типу.

РОЗДІЛ 7

ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ СЕДИМЕНТАЦІЇ В КАРПАТСЬКОМУ СЕГМЕНТІ ОКЕАНУ ТЕТИС В ПАЛЕОЦЕНОВИЙ ЧАС

Детальний аналіз фактичного матеріалу отриманого при дослідженні речовинного складу палеоценових відкладів ямненської світи Карпат, а також даних з геологічної палеоокеанографії північного сегмента океану Тетис дозволив простежити розвиток седиментаційних процесів, що проходили в межах дослідженої території та їх вплив на формування нафтогазоносних товщ.

7.1. Палеоокеанографічні умови седиментації

Історія формування палеоценових відкладів Карпат нерозривно пов'язана з всією крейдово-палеогеновою епохою флішеутворення в Карпатському седиментаційному басейні.

Акумуляція осадів ямненської світи була результатом взаємодії багатьох факторів як глобального (зміни рівня Світового океану), регіонального (розвиток Карпатського басейну), так і локального (склад уламкової частини порід) масштабів. Тому при спробі відновити умови їх седиментації необхідно проаналізувати складну взаємодію тектонічних, палеоокеанографічних, біохімічних і інших подій, що мали вплив на розвиток даного регіону в палеоценовий час.

7.1.1 Основні аспекти будови Карпатського седиментаційного басейну

Карпатський седиментаційний басейн був частиною субширотного океану Тетис, який розділяв в мезозої і ранньому кайнозої Євразійський і

Африканський континент і зник в пізньому кайнозої (Монин и Зоненштайн, 1987). Флішовий басейн Карпат входив в систему тилових басейнів північної окраїни Тетису (рис. 7.1.1.1). Розвиток басейну відбувався між тріасом і пізньою юрою в результаті рифтогенезу європейської частини Пангеї і розділення Європейської та Африканської літосферних плит (Golonka, 1991; Csontos and Vörös, 2004; Golonka et al., 2006; Schmid et al., 2008). Впродовж крейди і палеогену відбувалося інтенсивне нагромадження флішових відкладів, після чого в процесі колізії Східноєвропейської плити під блоки Алькапа та Тиса-Дакія сформувалася акреційна призма Карпат (Гнилко, 2011, 2012; Бубняк та ін., 2014).

Аналіз мінералого-петрографічних даних та їх генетична інтерпретація показали, що формування палеоценових теригенних флішових відкладів Карпатської нафтогазоносною області відбувалося в умовах другого глобального рівня лавинної седиментації, на етапі еволюції океану Тетис, який оцінюється провідними дослідниками в галузі палеоокеанології (Зоненштайн и др., 1987; Казьмин, 1989; Хаин, 2000) як стадія закриття його океанічного ложа внаслідок зіткнення континентальних плит. Циклічність нагромадження піщаних, алевритових і глинистих осадків контролювалося евстатичними коливаннями рівня Світового океану.

Питання тектонічної позиції області нагромадження Зовнішньокарпатського флішу має принципове значення тому, що для різних типів континентальних окраїн характерні різні умови седиментації, що контролюють кількість, склад, умови залягання відкладів, а також тепловий режим, що визначає характер постседиментаційних перетворень відкладів.

Згідно з Ліщициним А.П. (Лисицын, 1988), флішові товщі, зокрема карпатські, є відкладами гравітаційних потоків. Останні характерні для різних типів континентальних окраїн і можуть нагромаджуватися як на другому (в підніжжі континентального схилу), так і на третьому (глибоководні жолоби) глобальних рівнях лавинної седиментації.

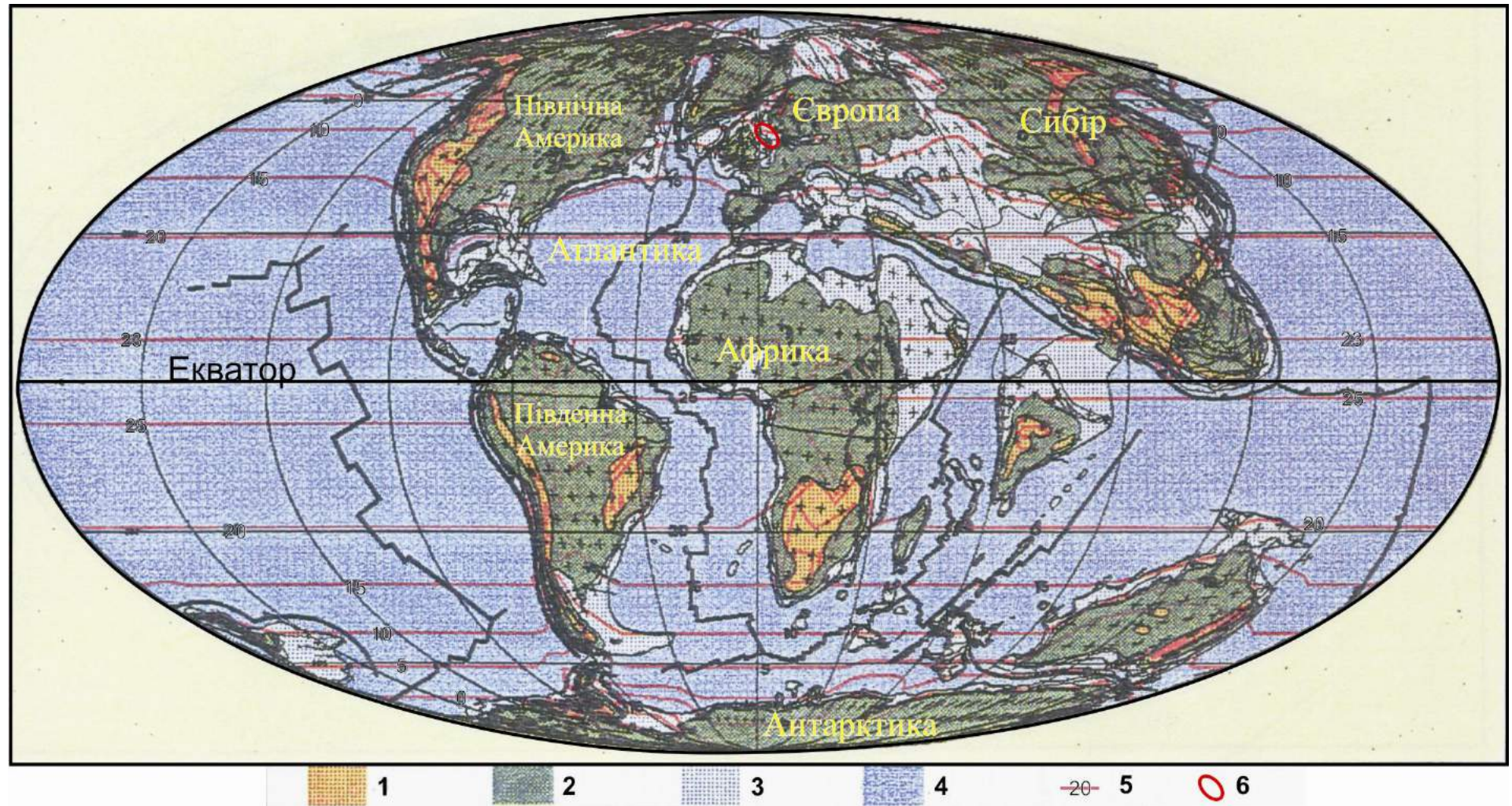


Рис. 7.1.1.1 – Палеографічна карта півного палеоцену – 59.3 млн.р. (Golonka, 1991)
 1 – гірські масиви, 2 – суша, 3 – континентальна окраїна, 4 – глибоководна частина басейну, 5 – палеотемператури, 6 – район досліджень

На активних окраїнах лавинна седиментація ефемерна: проходить перехід значної частини відкладів в глибини кори і потужні осадові тіла не зберігаються. Іншу будову мають відклади у підніжжі континентального схилу пасивних окраїн, що відповідають другому глобальному рівню лавинної седиментації. Саме тут, в геологічному минулому концентрувалось більше 70% осадових відкладів Землі. Для таких районів у сучасному Світовому океані характерні утворення осадових тіл потужністю 8–10 км, що облямовують пасивні окраїни материків. Вся історія існування седиментаційного басейну Карпат характеризується нагромадженням відкладів флішової формації. За проміжок часу від ранньої крейди до раннього міоцену тут безперервно формувалася товща порід, яка досягла потужності до 10-12 км і представлена ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. У відслоненнях карпатського флішу можна спостерігати розрізи із згідним заляганням порід протягом всього названого вікового діапазону. Значні потужності і безперервне нагромадження флішової формації Зовнішніх Карпат, свідчить про те, що її формування проходило на пасивній континентальній окраїні Карпатського седиментаційного басейну, тобто вздовж північної його частини. Адже саме для пасивних окраїн континентів характерні численні особливості, які ми спостерігаємо в розрізах Карпатського флішу.

У Карпатському палеобасейні більшість осадових нашарувань формувалася у мезопелагічній зоні седиментації. У цьому контексті, найбільшу зацікавленість викликають осадові нашарування другого рівня лавинної седиментації. В межах підводних континентальних окраїн океанів і морів, котрі, як відомо, складаються з шельфу, континентального схилу та континентального підніжжя, відбувається активне нагромадження осадових товщ великої потужності. Седиментація характеризується лавинними швидкостями, при цьому в осадах захоронюється значна кількість органічної речовини, що зумовлює їх великі перспективи на виявлення покладів вуглеводнів, що підтверджена у багатьох районах Світового океану та

внутрішньоконтинентальних палеобасейнах. Великі об'єми утворень такого типу формуються не тільки на відкритих до океану континентальних окраїнах. Вони нагромаджуються також і у внутрішньоконтинентальних, повністю чи частково замкнених водоймах.

Найбільші об'єми таких осадів формуються завдяки розвантаженню русловими потоками уламкового матеріалу – річкових долин різного масштабу і, насамперед – величезних, трансконтинентальних, існуючих тривалий час з великими площами водозбору. Маса осадів, які ними транспортувалися формували крупні седиментаційні тіла різних генетичних типів: у береговій зоні та на шельфі – дельтові утворення різних типів; в межах континентального схилу та його підніжжя це – конуси виносу з турбідітовими комплексами у їх периферійних ділянках.

Високі перспективи нафтогазоносності зон розвантаження в акваторіях крупних каналів транспортування уламкового матеріалу підтверджується виявленням численних комерційно значимих скупчень вуглеводнів (Сенин, Леончик, 2013). Протягом останніх років найсуттєвіші відкриття здійснені на північно-західній окраїні Європи (Північне, Норвезьке, Баренцове моря); в Мексиканській затоці, на континентальних окраїнах Бразилії (басейни Сантос, Кампос, та ін.) та Західної Африки (Гвінейська затока, Кванза-Камерунський басейн), куди розвантажуються досить довго функціонуючі крупні річкові системи, такі як – Міссісіпі у Мексиканській затоці, Нігер та Конго – Гвінейська затока, Кванза-Камерунський басейн, Амазонка в басейнах Бразильського шельфу та інші або їх палеоаналоги. При цьому більшість родовищ вуглеводнів пов'язане з пісковиками та алевролітами дельтового або турбідітового походження. Такі нашарування виявлені в розрізах мезозой-кайнозою Чорного та Азовського морів (палеodelьтові комплекси Дніпра, Доно-Кубані та деяких давніх долин північно-західного Кавказу). Продуктивні розрізи Південно-Каспійської западини також у значній мірі пов'язані з продуктами річкового скиду з південного сходу Східноєвропейської платформи та Туранської плити.

Отже, седиментаційні утворення Карпатського палеобасейну, зокрема сформовані в палеоценовий час, можуть розглядатися як істотний резерв для пошуку вуглеводневої сировини в межах давніх континентальних окраїн. Пошуки вуглеводнів у цих типах осадових нашарувань потребують комплексного вивчення як структури зон перехідних від континентів до океанів, так і динаміки їх розвитку, геологічної та, передусім, седиментаційної історії.

Евстатичні зміни Світового океану, що відбулися протягом крейди-палеогену, обумовили розвиток ряду трансгресій і регресій, різних за своїми масштабами. Ці події спричинили проходження певного типу морської седиментації на Європейському блоці та його континентальному підніжжі. Чільне місце в розвитку цих океанологічних процесів, їхнього впливу на швидкість (лавинна седиментація) і величину потужності нагромадження чи рецесії осадів відводиться таким явищам як трансгресії, чи регресії Світового океану (Сеньковський та ін. 2004, 2018). Інтенсивність регресій в межах Центральноєвропейського сегмента океану Тетис пояснюється тим, що окремі блоки пасивної континентальної окраїни північної частини Тетису не встигали опускатися зі швидкістю зниження рівня Світового океану. У Карпатському седиментаційному басейні взаємовідношення регресій і трансгресій були функцією складного поєднання глобальних і локальних змін рівня Світового океану. Величина зниження рівня океану на границі маастрихт-дату сягнула приблизно 150 м, а в пізньому палеогені – до 400 м. Внаслідок цих подій у дат-монті та на окремих етапах палеогену потужні товщі пізньокрейдових і палеогенових нелітифікованих епіпелагіальних (шельф) осадів інтенсивно розмивалися і континентальним стоком скидалися в Карпатський мезопелагіальний басейн. Ці нелітифіковані або слабо літифіковані седименти разом з едафогенними відкладами були задіяні у формуванні карпатського флішу. Слід відзначити, що терміном “едафогенні відклади” в сучасній геологічній літературі називають теригенні породи, в яких весь осадовий цикл – від мобілізації осадового матеріалу (руйнування

материнських порід) до кінцевої седиментації і сам процес захоронення – проходить у підводних умовах без зв'язку з суходолом із субаеральними процесами денудації і змиву.

В районах впадання річкових артерій у морську водойму формувалися субмаринні конуси виносу як на першому, так і на другому глобальних рівнях седиментації. На підніжжі континентального схилу вони лавинно нагромаджувалися і залежно від структури субстрату їхні осади, просуваючись по дні басейну, утворювали різнофаціальні частини фену (верхній, середній та нижній фен). Осадкові модулі-лопаті звивисто простягалися на значні віддалі у бік глибоководної (абісальної) частини водойми. У верхній частині фену, як правило, нагромаджувалися грубоуламкові осади (скупчення глибових валунів, рінні та іншого псефіто-псамітового матеріалу, що вміщують едафогенні породи). Під дією геострофічних та донних течій пульповидні мулові потоки пелітового та псамітового матеріалу пересувалися переважно в напрямку на південь та південний схід Карпатського седиментаційного басейну, формуючи піскувато-глинисті та глинисті фації (середній та нижній фен).

7.1.2. Особливості формування осадкових нашарувань ямненської світи

Вивченню порід флішової формації Карпат в Україні і за кордоном приділяється все більше уваги. Дискусійним залишається питання про палеогеографічні умови флішоутворення. Встановити це можна в основному при вивченні уламкових порід. В них відображено найбільш загальний склад джерел живлення, а також особливості гідродинамічного режиму басейну осадконагромадження.

Питання тектонічного розташування області нагромадження зовнішньокарпатського флішу має принципове значення, тому що для різних типів континентальних окраїн характерні різні умови

седиментації, що контролюють кількість, склад, умови залягання відкладів, а також характер їхніх постседиментаційних перетворень (Сеньковський та ін.. 2004, 2018).

Потужні осадові товщі в основі континентального схилу, як було зазначено, характерні для пасивних окраїн океанів (Лисицын, 1988) і при процесах гороутворення вони знаходяться піднятими над рівнем океану, зберігаються в геологічних розрізах суші і є найбільш поширеними серед осадових відкладів.

Одним з критеріїв, що дозволяють визначити тип континентальної окраїни є мінеральний склад пісковиків. Дослідження, що були проведені з осадами сучасного Світового океану показують значні розходження співвідношень основних частин пісків, що нагромаджувались в різних тектонічних умовах (Лисицын А.П. 1988, Dickinson W.R., Valloni R. 1980, Potter P.E. 1984). В цілому виявляються наступні закономірності: для пасивних континентальних окраїн характерні піски з високим вмістом кварцу, а для активних островодужних окраїн – з низьким вмістом кварцу або без нього, але з великим вмістом уламків андезитів, ріолітів і середніх польових шпатів. Тому доволі показовим є співвідношення кварцу, польового шпату і уламків порід.

Склад і співвідношення мінеральних компонентів уламкової частини пісковиків карпатського крейдово-палеогенового флішу вивчені достатньо детально (Афанасьєва, 1983, Пилипчук і Вуль, 1981). Як показують результати проведених мінерало-петрографічних досліджень, а також численні дані, опубліковані у багатьох наукових працях карпатських геологів, у кластичній частині палеоценових пісковиків уламковий кварц переважно становить 80–90 %, польовий шпат – 3–13 %, і уламки порід – 10–16 %, що відповідає «зрілим» турбідітам (Зоненштайн, 1983). Це дає можливість стверджувати, що за складом псамітоліти флішової формації палеоцену Карпат формувалися на пасивній континентальній окраїні або у внутрішніх і крайових морях, і

їхній генезис здебільшого відповідає тільки платформному джерелу зносу матеріалу.

Аналізуючи вищезазначене можна стверджувати, що північна окраїна басейну Тетис, до якої належав досліджений палеобасейн, була пасивною континентальною окраїною з просторими шельфами, де нагромаджувались на межі континентальної і океанічної кори потужні осадові товщі та переважало тектонічне прогинання під масою осадових товщ.

Дослідження К. Крука (Крук, 1974), дали підстави виділити три петрографічних і разом з тим геологічних типи пісків, що притаманні для континентальних (океанічних) окраїн:

- бідні кварцом, з відношенням $K_2O/Na_2O \ll 1$, що виникають при руйнуванні острівних дуг;
- проміжні стосовно кварцу, з співвідношенням $K_2O/Na_2O < 1$, утворені при руйнуванні активних континентальних окраїн андійського типу;
- багаті кварцом, з співвідношенням $K_2O/Na_2O > 1$, формуються на континентальних окраїнах з спокійним режимом.

Ґрунтуючись на показниках цього дослідника (Крук, 1974) з метою з'ясування до якого типу належать теригенні породи дослідженої території – Берегової та Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат, був проведений розрахунок хімічного складу окремих порід ямненської світи палеоцену. Зокрема дослідження стосувались пісковиків і їхніх конкрецій із відслонення села Урич, свердловин 1-Тустань, 3-Борислав та глинистих фракцій аргілітів із свердловин: 11-Монастирець, 12-Вільхівка, 41, 50-Воля Блажівська, 19 – Семигинів. Отримані результати наведені в таблицях 7.1.2.1 та 7.1.2.2. Як показали наші розрахунки за даними поданими у таблицях відношення $K_2O/Na_2O > 1$, знаходиться в межах 1,04–2,27, що підтверджує формування пісковиків на пасивних континентальних окраїнах.

Таблиця 7.1.2.1.

Хімічний склад відкладів палеоцену: пісковики і їхні конкреції

| Свердловини | Відслонення в селі Урич, наскельна фортеця Тустань | | | | | | 1-Тустань | -Борислав |
|--------------------------------|--|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|-----------|
| | КЦЧ | КП | Пс | Окк | ОК | П | П | КПК |
| SiO ₂ | 95,31 | 95,41 | 96,36 | 94,17 | 96,49 | 95,86 | 92,96 | 58,66 |
| Al ₂ O ₃ | 1,56 | 1,52 | 1,34 | 1,17 | 1,12 | 2,96 | 1,00 | 3,94 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,78 | 0,68 | 0,55 | 1,68 | 0,49 | 0,48 | 0,10 | 1,15 |
| FeO | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 1,33 | 0,01 | 0,12 | 0,65 | 0,58 |
| CaO | 0,21 | 0,21 | 0,21 | 0,28 | 0,14 | 0,45 | 0,58 | 18,18 |
| MgO | 0,25 | 0,25 | 0,10 | 0,15 | - | Сліди | 0,08 | 0,60 |
| K ₂ O | 0,65 | 0,48 | 0,50 | 0,41 | 0,47 | н.в. | 0,30 | 1,32 |
| Na ₂ O | 0,32 | 0,29 | 0,22 | 0,28 | 0,23 | н.в. | 0,10 | 0,38 |

КЦЧ - конкреція, центральна частина, КП - конкреція, периферія, П – пісок, Окк - окисна кірка на конкреції, ОК - основна частина конкреції, КПК - карбонатно-піскувата конкреція

Таблиця 7.1.2.2.

Хімічний склад глинистих фракцій аргілітів палеоцену

| Свердловини | Глибина, м | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O |
|--------------------|------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------------------|-------------------|
| 11-Монастирець | 3918-3920 | 50,63 | 22,05 | 4,47 | 4,02 | - | 2,03 | 4,62 | 1,84 |
| 12-Вільхівка | 3984-3988 | 50,58 | 20,54 | 5,92 | 3,24 | 1,59 | 3,03 | 4,98 | 1,63 |
| 41-Воля Блажівська | 3995-4000 | 50,60 | 20,25 | 4,53 | 3,39 | 0,84 | 3,2 | 5,34 | 1,25 |
| 50-Воля Блажівська | 4082-4095 | 51,64 | 20,44 | 6,4 | 2,53 | 1,26 | 2,24 | 4,05 | 1,61 |
| 19- Семигинів | 4185-4187 | 50,13 | 26,26 | 3,65 | 1,87 | - | 2 | 6,31 | 1,44 |

Також отримані дані хімічного складу теригенних та глинистих порід палеоцену дослідженої території (табл. 7.1.2.1, 7.1.2.2) були проаналізовані за співвідношеннями параметрів А і F. $A=Al_2O_3-(CaO+K_2O+Na_2O)$ і $F=(MgO+FeO+Fe_2O_3)/SiO_2$. Вони розраховуються по молекулярних кількостях окислів, а молекулярні кількості окислів визначаються за співвідношеннями $M=(P/N)*10^3$, де М – молекулярна кількість, Р – масовий відсоток, що одержаний в результаті хімічного аналізу, N – молекулярна маса.

Як видно із рисунка 7.1.2.1 дані нанесені на діаграму А.А. Предовського показують, що первинний склад теригенних порід палеоцену був кварцитового і гідрослюдистого складу.

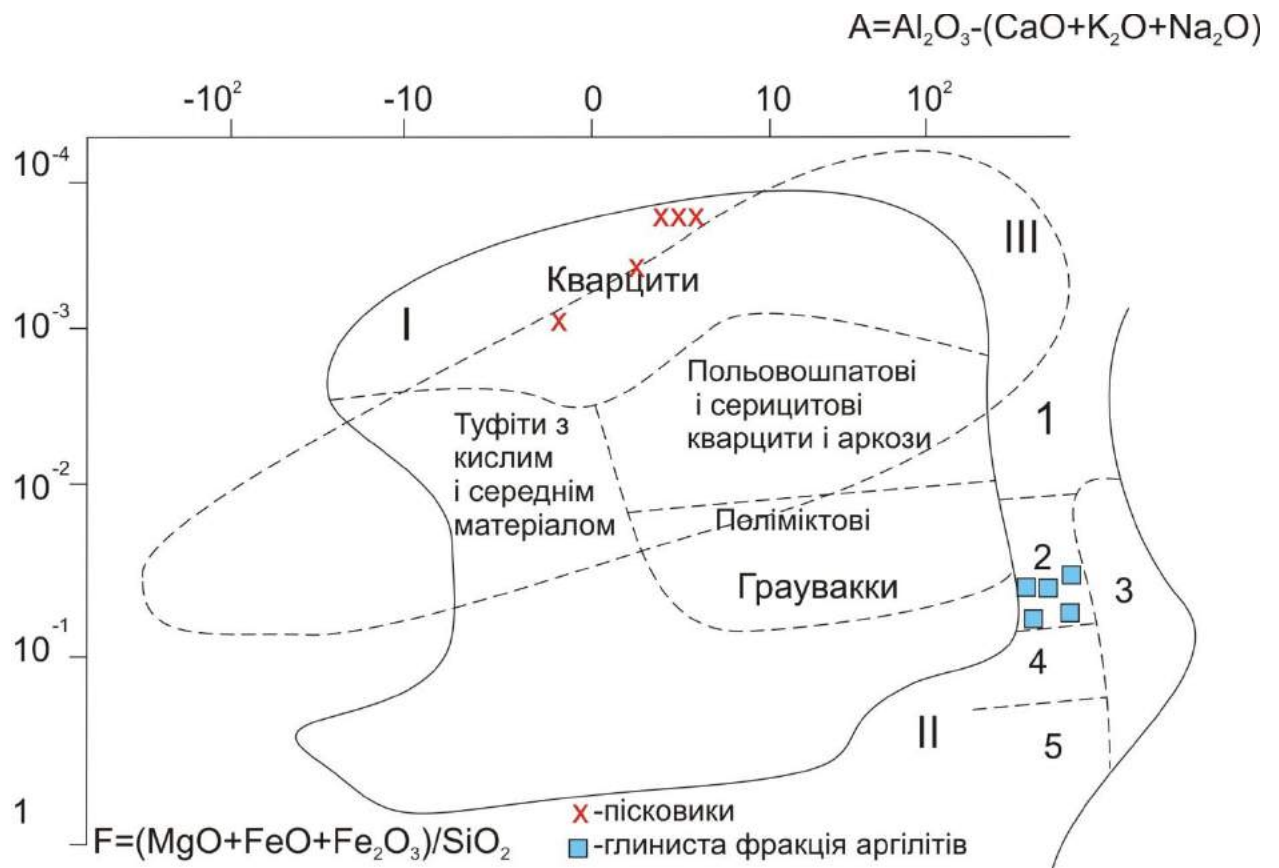


Рис. 7.1.2.1. Діаграма А.А. Предовського (за Шванов, 1987) первинного складу теригенних порід палеоцену Берегової та Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат

Поля осадових і вулканогенно-осадових порід: I-зернистих осадових і змішаних; II-пелітових; III- силіцитових.

Глини: 1-каолінітові, 2-гідрослюдисті, 3-бокситові, 4-монтморилонітові, 5-вермикулітові

Палеогеновий період характеризувався особливо контрастними змінами рівня Світового океану. Це не могло не вплинути на розвиток седиментації на північній окраїні Мезо- і ПараТетису та, зокрема, на формування карпатського флішу. Пониження рівня моря спричиняли зменшення теренів шельфу, а при певних ситуаціях – повне його осушення, денудацію на першому рівні лавинної седиментації й інтенсифікацію розвитку гравітаційних потоків на континентальному підніжжі. Такі контрастні евстатичні коливання рівня Світового океану суттєво вплинули на умови формування досліджених палеоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат і були головною причиною їх літолого-фаціальної мінливості.

При турбідітному переміщенні великої кількості осадів з першого (шельф) на другий (підніжжя континентального схилу) рівень лавинної седиментації відбувалося сортування і розподіл осадів на континентальному схилі. На підставі аналізу речовинного складу палеоценових відкладів дослідженої території було виділено 7 фацій, при цьому бралися до уваги такі критерії: розмір уламкової частини, осадові текстури і співвідношення різних порід між собою. Як продемонстровано на рисунку 7.1.2.2 фації відкладалися по мірі просування гравітаційних потоків вниз по схилу. Оскільки основну масу осаду займає піщаний матеріал, то відповідно і породи в основному піщаного складу.

Виокремлена фація Ф1, розташована найближче до підніжжя континентального схилу і відповідно має найбільший розмір зерен. Вона представлена теригенними піщаними товщами з великою кількістю конгломератів і гравелітів.

Фація Ф2 теж представлена піщаними товщами подібними до фації Ф1, але з меншою кількістю конгломератових і гравелітових прошарків.

Фація Ф3 – це теригенні піщані різнозернисті пісковики з градаційною шаруватістю, які утворюють масивні потужні пасма.

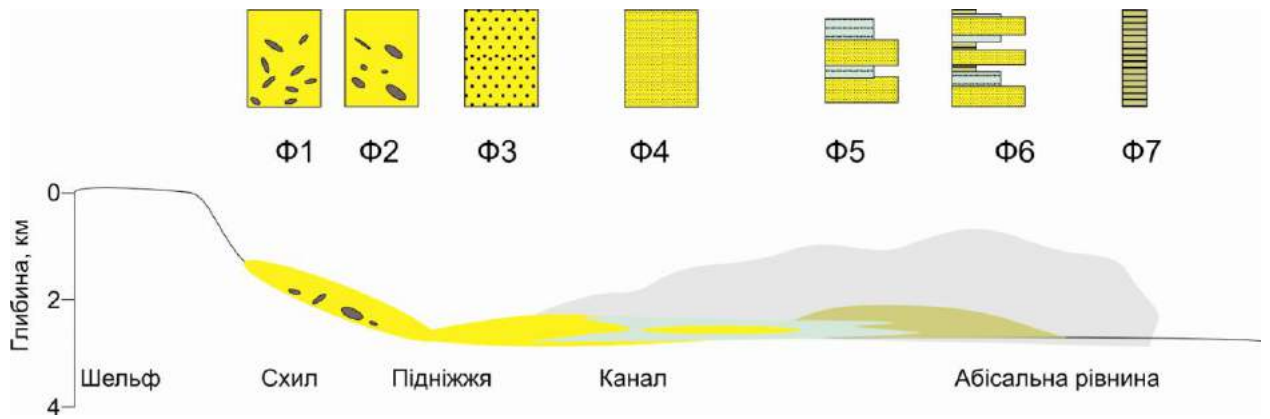


Рис. 7.1.2.2. Літофації палеоценової товщі Карпатського осадово-поронного басейну північної країни Тетису

Фація Ф4 складена виключно пісковиками з різноманітними текстурами.

Фація Ф5 представлена грубошаруватими пісковиками з прошарками аргілітів.

Фація Ф6 складена тонко - і середньо ритмічними піщано-глинистими породами.

Фація Ф7 знаходиться найдалше від підніжжя континентального схилу і представлена глинистими породами.

Між цими сімома фаціями не можна прокласти чіткої межі, кожна з них плавно переходить в іншу.

На підставі проведених мінералого-петрографічних досліджень можна стверджувати, що потужні псефіто-псамітові та псамітові модулі порід палеоцену ямненської світи є відкладами верхнього фену, які складені відкладами фацій Ф1-Ф4, а піскувато-глинисті – яремчанський строкатий горизонт і битківські шари є відкладами, які представлені фаціями Ф5 та Ф6 відносяться до середнього фену, а також фацією Ф7, яка належить до нижнього фену.

Слід зазначити, що аналіз існуючих даних щодо вивчення сучасних глибоководних конусів виносу і давніх турбідітних систем (Boima A.H., Normark W.R., Barnes N.E., 1985), і безпосереднє порівняння цих двох об'єктів ускладнене, оскільки існує цілий ряд моделей (Лисицын, 1988), які

дозволяють скласти загальне уявлення про тип, розмір і будову конкретної турбідітової товщі. Однак багато глибоководних конусів виносу (Barnes and Normark, 1985) не можуть бути розділені по стандартній схемі на верхній, середній і нижній фени, а наявність в кожному окремому випадку ознак різних типів фенів є частіше правилом, ніж виключенням (Stow et al., 1985).

Згідно з попередніми даними отриманими при вивченні флішових відкладів Карпат та нашарувань суміжних регіонів (Пилипчук та Вуль, 1981, Утробин, 1958), в межах Більче-Волицької зони було встановлено дві давні ерозійні долини: Ходорівська і Коломийська, що відповідають, ймовірно, палеоруслан рік, які знаходять своє продовження в піщаних фаціях палеоценового флішу.

Карпатські фени в крейді-палеогені під дією гідродинамічно скерованих донних течій спрямовували ареал нижньої частини своїх модулів переважно на південний схід (Сеньковський та ін., 2018). Їхні осади сформували тіло потужної флішової формації Східних Карпат.

Уся історія існування седиментаційного басейну Карпат характеризується нагромадженням осадів головним чином флішової формації. Від ранньої крейди до раннього міоцену тут формувалася теригенна товща порід потужністю до 8 км, представлена, як правило, ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Осади цієї товщі нагромаджувалися безперервно. У відслоненнях карпатського флішу можна спостерігати розрізи зі згідним заляганням порід протягом усього названого вікового діапазону. Значні потужності і безперервне нагромадження відкладів флішової формації зовнішніх Карпат, а також мінімальний внесок вулканічної седиментації свідчать про те, що формування цієї товщі проходило на пасивній континентальній окраїні Карпатського седиментаційного басейну, тобто вздовж його північної частини.

На основі побудованих карт потужностей та розподілу типів літологічних комплексів: пісковиків, алевролітів та аргілітів (рис.5.2.1-5.2.14) було побудовано палеоокеанографічну карту, яка відтворює послідовність нагромадження палеоценових відкладів ямненської світи в межах дослідженого палеобасейну (рис 7.1.2.3).

Як видно з рисунка 7.1.2.3 в палеоцені континентальне підніжжя дослідженої частини Карпатського басейну містило два конуси виносу:

I – в північно-західній частині, який сформувався внаслідок скиду теригенного матеріалу транспортованого Ходорівською палеорікою;

II – другий в центральній частині виник завдяки акумуляції теригенного матеріалу привнесеного Коломийською палеорікою.

Ці два конуси виносу є різні за своєю будовою. В першому – в руслі верхньої частини конусу збільшується товщина і зернистість осадів, а далі в середній і нижній частині конусу зменшується розмір уламкового матеріалу, а в другому – центральному, спостерігаємо зворотну картину, у верхній частині дрібнозернисті осади, а далі – грубозернистіші.

Отже, наші реконструкції осадонагромадження флішових відкладів ямненської світи палеоцену показали, що теригенний матеріал в досліджений басейн седиментації надходив із двох джерел – одне з яких було на північному заході дослідженої території і характеризувалося переважанням грубозернистих піщаних осадів, в той час як уламковий матеріал, що надходив із джерела зносу, яке знаходилось в центральній частині дослідженого басейну характеризувався переважанням глинистих мулів та дрібнозернистого псамітового матеріалу. Такий характер розподілу теригенного матеріалу мав визначальний вплив на подальше формування осадових товщ палеоцену в процесі седиментогенезу і постседиментаційних перетворень відкладів, та на формування порід-колекторів та порід із потенційними колекторськими властивостями для пошуку вуглеводнів (Куровець і ін., 2006).

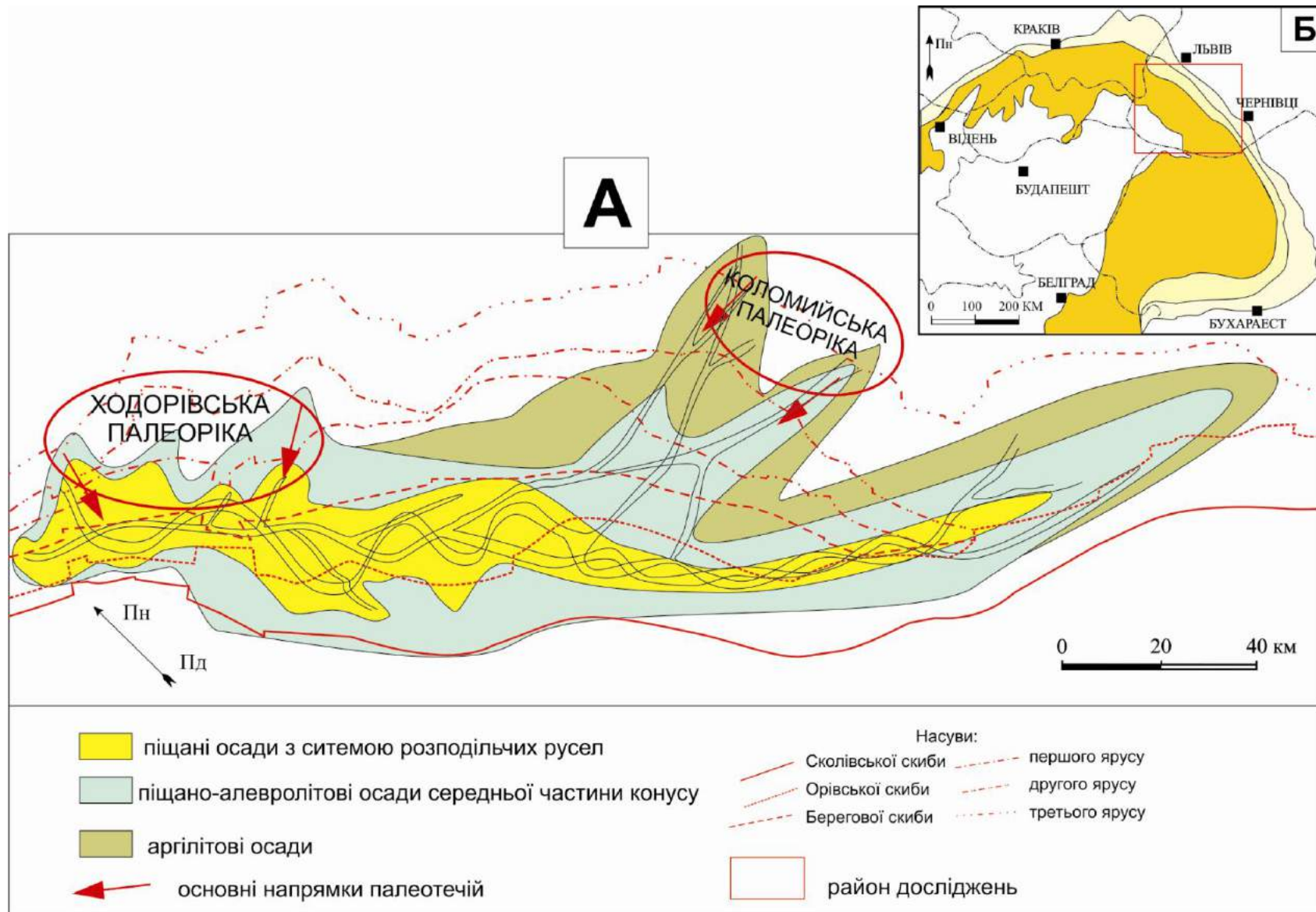


Рис.7.1.2.3. А – Палеогеографічна карта-схема на палінспастичній основі (основа Вуль, 1995), яка демонструє формування флішових осадів у палеоценовий час у північно-східному сегменті Карпатського басейну, Б – карта-схема Карпат із локалізацією району досліджень

7.2. Висновки до розділу 7

Встановлено, що формування палеоценових теригенних флішових відкладів Карпатської нафтогазоносною областю відбувалося в умовах другого глобального рівня лавинної седиментації (в підніжжі континентального схилу), на стадії закриття океанічного ложа океану Тетис, внаслідок зіткнення континентальних плит.

Дані мінерало-петрографічних досліджень показали, що псамітоліти флішової формації палеоцену Карпат формувалися на пасивній континентальній окраїні або у внутрішніх і крайових морях, і їхній генезис здебільшого відповідає тільки платформному джерелу зносу матеріалу.

На підставі проведених досліджень речовинного складу теригенних порід ямненської світи палеоцену можна стверджувати, що потужні псефіто-псамітові та псамітові модулі цих нашарувань є відкладами верхнього фену (фації Ф1-Ф4), а піскувато-глинисті – яремчанський строкатий горизонт і битківські шари є відкладами, середнього фену (фації Ф5, Ф6) та нижнього фену (фація Ф7).

В палеоцені континентальне підніжжя дослідженої частини Карпатського басейну містило два конуси виносу: перший у північно-західній частині, який сформувався внаслідок скиду теригенного матеріалу транспортованого Ходорівською палеорікою та другий в центральній частині виник завдяки акумуляції теригенного матеріалу привнесеного Коломийською палеорікою.

На північному заході дослідженої території переважала акумуляція грубозернистих піщаних осадів, в той час як уламковий матеріал, що надходив із джерела зносу, яке знаходилось в центральній частині дослідженого басейну характеризувався переважанням глинистих мулів та дрібнозернистого псамітового матеріалу, що мало визначальний вплив на подальше формування осадових товщ палеоцену в процесі седиментогенезу і постседиментаційних перетворень відкладів та їх потенційних колекторських властивостей.

РОЗДІЛ 8

ДО ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ БЕРЕГОВОЇ І ОРІВСЬКОЇ СКИБ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

В межах дослідженої території – Берегової і Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат у відкладах палеоцену ямненської світи починаючи із кінця XIX століття було відкрито такі родовища вуглеводнів: Стрільбицьке (1860р), Східницьке (1895р), Битків-Бабченське (1899), Танявське (1965), (Федишин (Ред.), 1998). Як видно з рисунка 8.1. три родовища знаходяться у північно-західній частині району досліджень і лише одне Битків-Бабченське знаходиться ближче до південного сходу дослідженої території.

Грунтуючись на проведених дослідженнях відкладів палеоцену, які становлять одну з основних перспективних товщ флішових нашарувань Українських Карпат було отримано низку важливих результатів. А саме на підставі аналізу поширення товщ формуючих компонентів (пісковики, алевроліти, аргіліти), мінералого-петрографічному вивченні порід-колекторів палеоценового нафтогазоносного комплексу, а також аналізі результатів попередніх досліджень (Глушко, 1968; Доленко, 1980; Габинет, 1985; Крупський, 2001; Павлюк і Медведєв, 2004; Сеньковський та ін., 2004; Павлюк, 2008; Крупський та ін., 2014; Маєвський і ін. 2012, 2014; Куровець, 2006, 2016, 2017; Yarema, and other, 2018) були отримані нові дані щодо впливу речовинного складу на колекторські властивості порід палеоцену, прогнозу перспективних ділянок для видобутку вуглеводнів, а також виокремлено в їх межах окремих типів порід-колекторів.

8.1. Перспективні поля поширення порід-колекторів

Вперше проведений аналіз вмісту основних типів літологічних комплексів палеоцену від загальної кількості порід у розрізі дозволив виділити поля з домінуванням у розрізі: пісковиків, алевролітів та аргілітів.

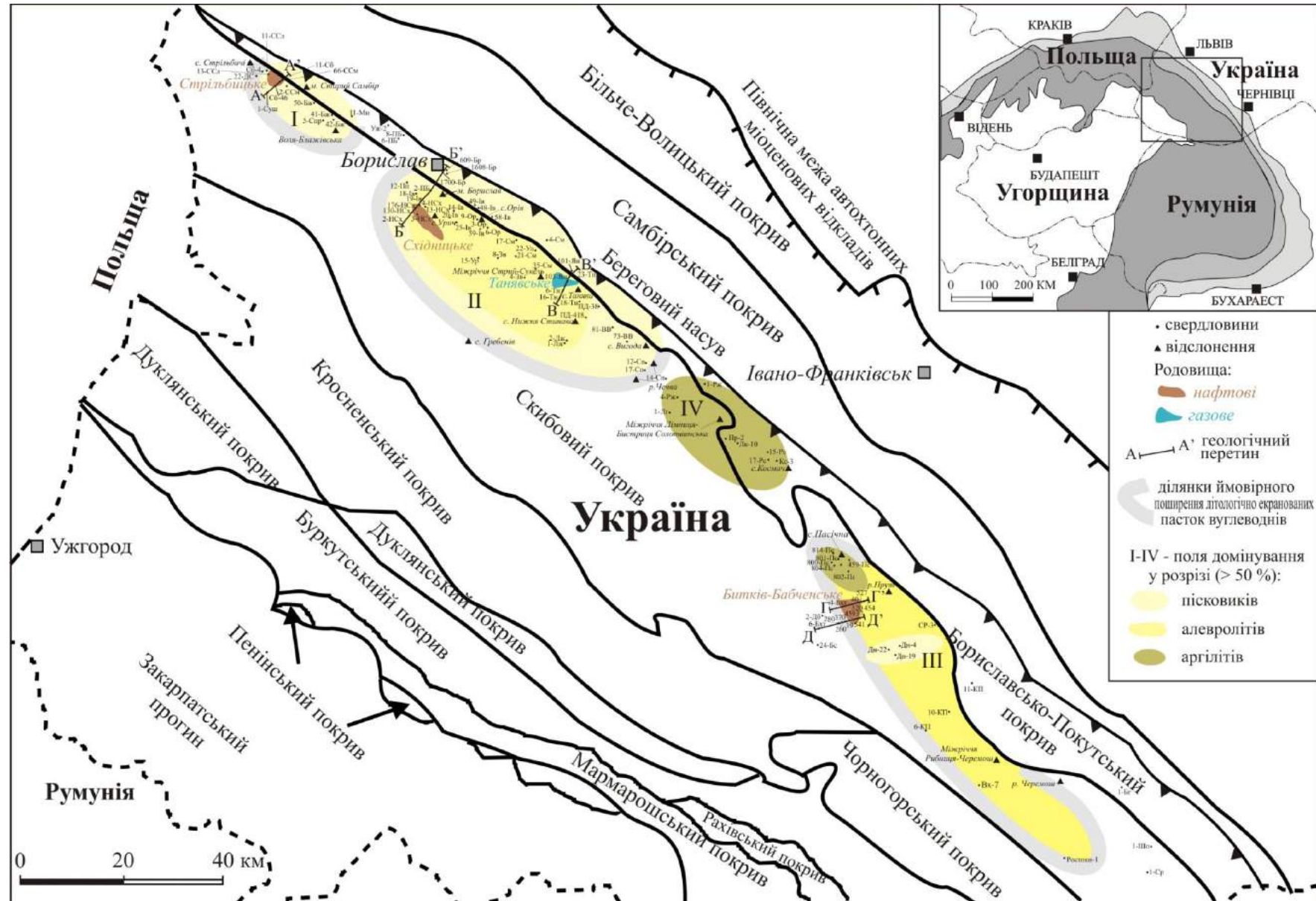


Рис. 8.1. Карта поширення полів перспективних порід-колекторів еоценових відкладів в межах Берегової та Орівської скиб Українських Карпат. Геологічна будова (за Шакін та ін., 1977; Круглов та ін., 1985, Шлапінський, 2015) (умовні позначення назв свердловин див. на сторінці 52)

Ці поля дали змогу виокремити перспективні ділянки поширення порід-колекторів.

Як видно з рисунку 8.1. найперспективнішою з точки зору потенційних колекторів у відкладах ямненської світи палеоцену, що представлені загалом пісковиками (> 50 % від загальної товщини розрізу) є північно-західна частина дослідженої території. Виокремлене поле I, яка має розмір 17x22 км досить добре корелюється із Стрільбицьким нафтовим родовищем.

Виділене поле II, яке теж є перспективним, в його межах розташовані два відомих родовища – нафтове Східницьке та нафтогазоконденсатне Танявське. Як бачимо це поле включає в себе ділянки поширення як пісковиків так і алевролітів, які значно переважають у розрізі над аргілітами. Розмір цього поля становить 29x64км.

Наступне поле III, тягнє до південно-східної частини дослідженої території. Загалом вона характеризується домінуванням алевролітів у розрізі і лише на невеликій ділянці переважають пісковики. В межах цього поля теж знаходиться нафтогазоконденсатне родовище – Битків-Бабченське. Виокремлене поле III має видовжену еліпсоподібну форму, а його розмір становить 16x83км.

Найменше за розміром і найменш перспективним є IV поле, яке поширене в центральній частині району досліджень. Тут серед порід палеоцену ямненської світи найпоширенішими у розрізі є аргіліти. В межах цього поля немає жодних родовищ у відкладах палеоцену. Розмір поля IV – 17x31 км.

8.2. Характеристика порід-колекторів

Проведені мінералого-петрографічні дослідження порід палеоцену з метою з'ясування їхніх колекторських властивостей показали, що відклади ямненської світи представлені наступними типами порід:

- пісковики кварцові;

- пісковики кварцові з глауконітом;
- пісковики олігоміктові;
- алевроліти кварцові;
- алевроліти кварцові з глауконітом;
- аргіліти.

Встановлено, що мінеральний склад уламкової частини піщано-алевроитових кварцових порід і кварцових з глауконітом відрізняються між собою лише вмістом глауконіту (від 5 до 20 %).

Проведені дослідження порід із полів I-III (рис. 8.1) із переважанням у розрізі пісковиків та алевролітів показали, що ці псаміти представлені як щільно так і слабозцементованими різновидами, які відрізняються складом цементу, ступінню зцементованості, а також як продемонстровано в таблиці 8.2.1. – пористістю.

Таблиця 8.2.1.

**Характеристика пористості основних типів
порід палеоцену**

| Породи | Пористість, % | | |
|--|---------------------|----------|------|
| | Абсолютна | Відкрита | |
| Пісковики олігоміктові з карбонатним цементом | 3-14 | 0-12 | |
| Пісковики олігоміктові із комбінованим цементом (карбонатний, кременистий, гідрослюдистий) | 2-16 | 0,43-12 | |
| Пісковики і алевроліти кварцові з гідрослюдистим цементом | Слабо-зцементовані | 1-12 | 0-3 |
| | Щільно-зцементовані | 11-18 | 2-16 |
| Алевроліти з карбонатним цементом | 3-12 | н.в. | |
| Аргіліти | 1,5 | 0-3 | |
| Аргіліти із домішкою піщаного матеріалу | 2-20 | 1-14 | |

н.в. – не встановлено

Вміст цементу в щільноцементованих пісковиках сягає 40 %, тип цементациї в більшості випадків базальний, за мінеральним складом він є глинистим, комбінованим – карбонатно-глинистий, або ж карбонатний (рис. 8.2.1). Пористість в пісковиках становить не більше 10 % хоча зазвичай 4–5 %.

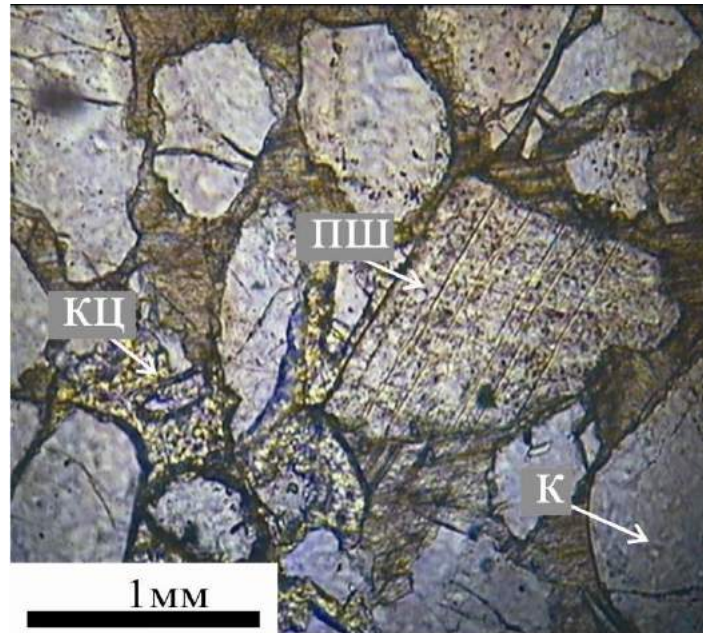


Рис. 8.2.1. Мікрофотографія середньо грубозернистого (щільноцементованого) пісковику з базальним карбонатним цементом. Свердловина Старий Самбір-7, глибина 3632–3640 м
к – кварц, кц – карбонатний цемент, пш – польовий шпат

Кількість цементу в слабозцементованих пісковиках не перевищує 20 %, тип цементу – контактовий. Пористість таких пісковикув коливається від 10 до 18 % (рис. 8.2.2). Для алевролітів спостерігаємо аналогічні закономірності. Найхарактернішими в досліджених породах є міжзернові пори. Форма пор неправильна, кутаста, округла, рідше щілиноподібна. Розмір пор коливається в широкому діапазоні від 0,03 до 6,1 мм.

Іноді в досліджених шліфах зустрічаються пустоти вилюговування, які в основному розвинуті в пісковиках, де цементом виступає карбонатний матеріал (рис. 8.2.3). Пустоти вилюговування зустрічаються також в карбонатних уламках, які складають уламковий матеріал в олігоміктових пісковиках і гравелітах. Форма пустот неправильна, кутаста, округла, видовжена, а їх розмір коливається від 0,06 до 1,6 мм, а окремі пустоти

досягають по довжині 8,5 мм. На стінках пор вилюговування зберігається карбонатний матеріал. Пустоти вилюговування за своїм походженням є вторинними.

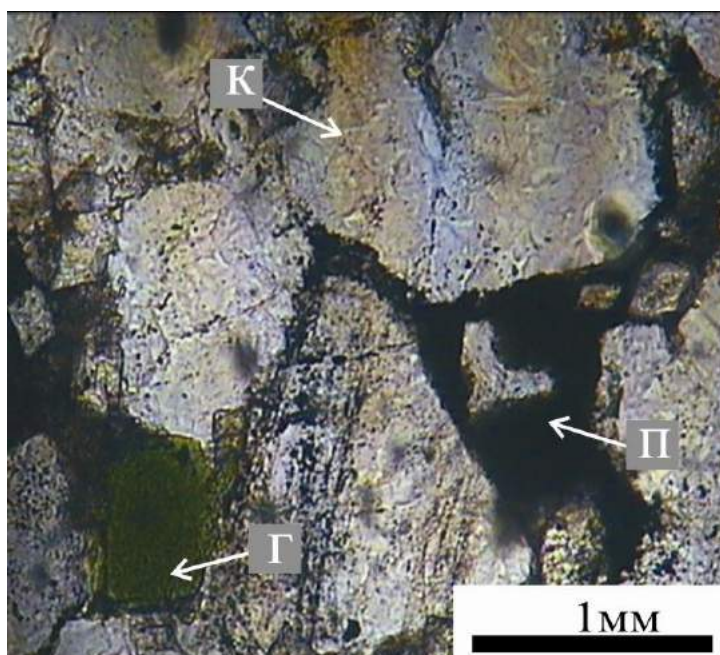


Рис. 8.2.2. Мікрофотографія грубозернистого (слабозцементованого) пісковика з контактним карбонатно-глинистим цементом. Свердловина Завода-15, глибина 4851–4858 м

г – глауконіт, к – кварц, п – пори

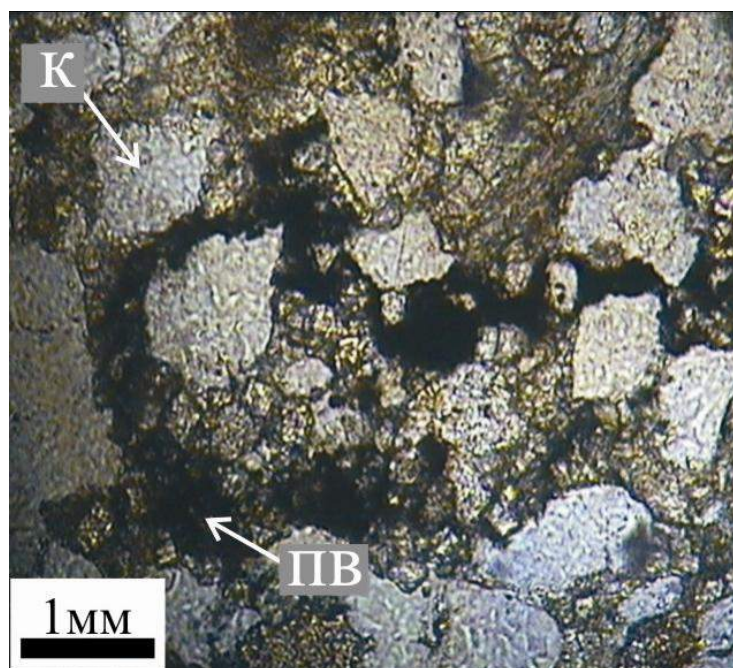


Рис. 8.2.3. Мікрофотографія різнозернистого пісковика з карбонатним цементом. Свердловина Східниця-2, глибина 4456–4459 м

к – кварц, пв – пори, вилюговування

Характерною рисою пісковиків з глауконітом є те, що в них пористість майже відсутня. Лише в окремих взірцях спостерігаються одиничні між зернові пори і пори вилигування, які утворилися за рахунок розчинення карбонатної цементуючої речовини.

Також для дрібнозернистих пісковиків, алевролітів та аргілітів палеоцену характерною є тріщинуватість (рис. 8.2.4). Тріщини зазвичай заповнені кальцитом, органічною речовиною, іноді зустрічаються породи з тріщинами заповнені нафтою, а іноді спостерігається сліди бітумоїдів на стінках відкритих тріщин. Формам тріщин звивиста або прямолінійна.

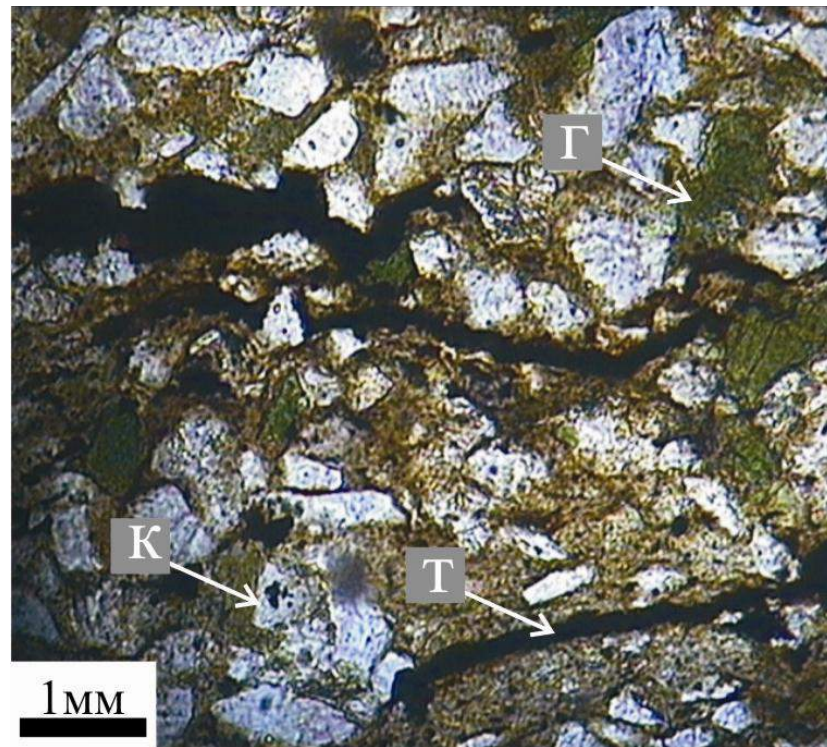


Рис. 8.2.4. Мікрофотографія дрібнозернистого пісковика з поровим карбонатно-глинистим цементом. Відслонення по річці Прут
г – глауконіт, к – кварц, т – тріщини заповнені органічною речовиною

Ширина тріщин заповнених мінеральною складовою коливається від 0,01 до 2 мм. Загальна довжина всіх наявних тріщин в окремих шліфах сягає 33 мм. Об'єм закритих тріщин змінюється від сотих процента до кількох процентів. Ширина відкритих тріщин, які притаманні найбільше для

пісковиків та алевролітів змінюється в інтервалі від 0,02 до 0,1 мм. Тріщинна пористість досліджених порід зазвичай не перевищує 1 %.

8.3. Особливості катагенетичних перетворень порід палеоцену

Аналіз порід палеоцену ямненської світи поля І, де пісковики домінують у розрізі, показав, що породи зазнали постседиментаційних перетворень мезакатагенезу МК₁–МК₃. Зокрема, проводились детальні дослідження відкладів, на площі Стрільбицькій (рис. 8.3.1), виявлено, що встановлені мінералого-петрографічні особливості відображають постседиментаційні зміни, які є характерними для всієї площі І.

Проведені мінералого-петрографічного дослідження порід в ямненських відкладах І ярусу глибинних складок Скибової зони в північно-західній частині району досліджень в межах Сушицької площі (св. 1-Сушицька, рис. 8.3.1) дозволили прослідкувати особливості катагенетичних перетворень цих відкладів і встановити ознаки міграції у цій осадовій товщі нафтових флюїдів. Ямненські відклади (інт. 4702–4847 м) представлені пісковиками та алевролітами. В їх покрівельній частині виділений пласт нафтонасичений (нафтоводонасичений) колекторів. Решта виділених пластів колекторів оцінюються як водоносні (Федишин (Ред.), 1998).

Характерною мінералого-петрографічною ознакою більшості відмін порід, досліджених у свердловині 1–Сушицька, є підвищений вміст епігенетичних мінералів (переважно піриту, іноді глауконіту), генезис яких може бути пов'язаний з окисно-відновними процесами з участю нафтових вуглеводнів і сірководню. Присутність таких мінеральних утворень може служити індикатором як шляхів міграції вуглеводневих флюїдів, так і давніх зон водонафтового контакту.

Встановлено, що для пісковиків та алевролітів, які поширені в межах І поля (площі Стрільбицька, Старосамбірська) максимальні показники абсолютної пористості сягають 18 %, а відкритої 16 %.

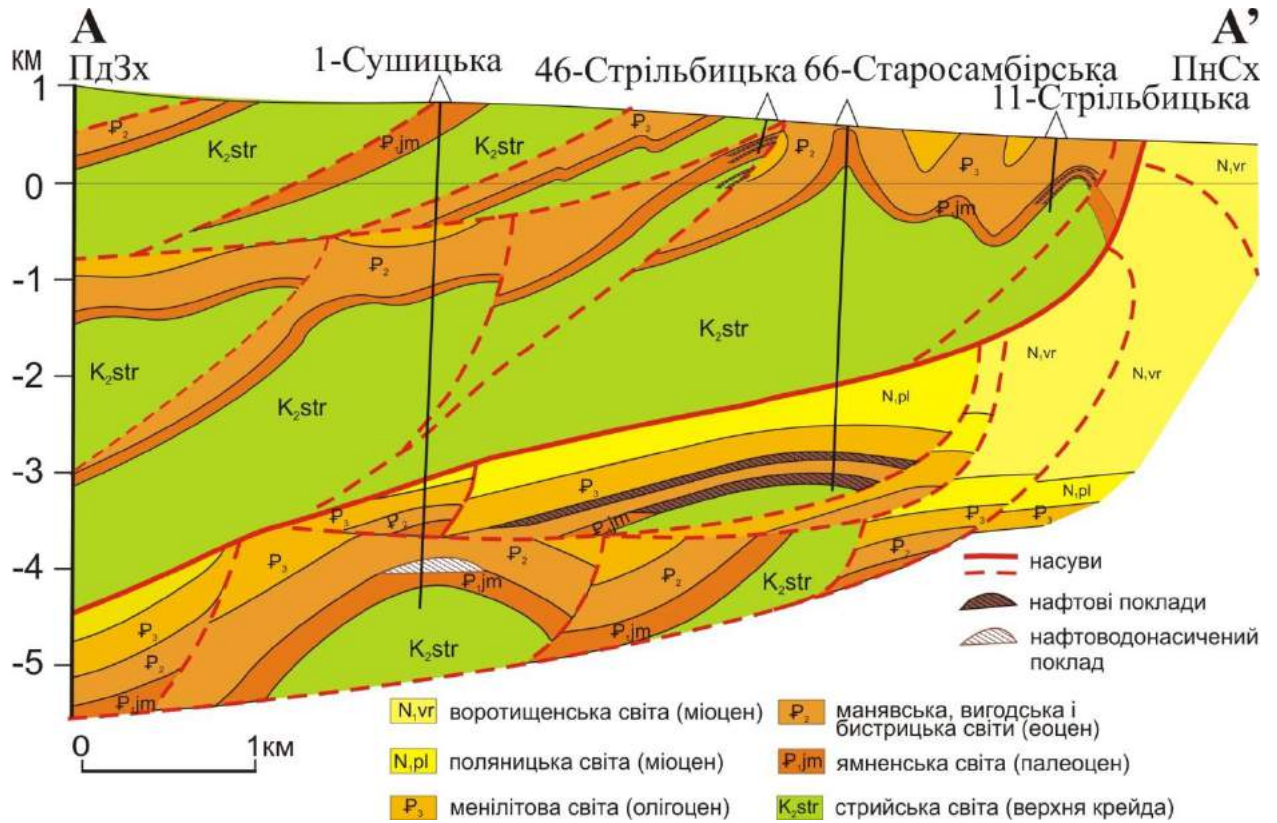


Рис. 8.3.1. Геологічний перетин (для локалізації див. рис. 8.1) А–А' через Стрільбицьке нафтове родовище (модифіковано за Федішин (Ред.), 1998; Крупський та ін., 2014)

В межах поля II (рис. 8.1), де знаходяться два родовища вуглеводнів, Східницьке – нафтове (рис. 8.3.2) та Танявське – нафтогазоконденсатне (рис. 8.3.3), мінералого-петрографічними дослідженнями для нафтогазоносних та потенційно нафтогазоносних відкладів ямненської світи палеоцену встановлена залежність між колекторськими властивостями порід та мінеральним складом цементу і типом цементації. Пісковики з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом характеризуються вищою пористістю, зокрема максимальні значення абсолютної пористості сягають 14 %, а відкритої 12 %. Теригенні породи, які є водонасиченими колекторами або не колекторами, в цементуючій масі містять порівняно вищу кількість вторинних карбонатів.

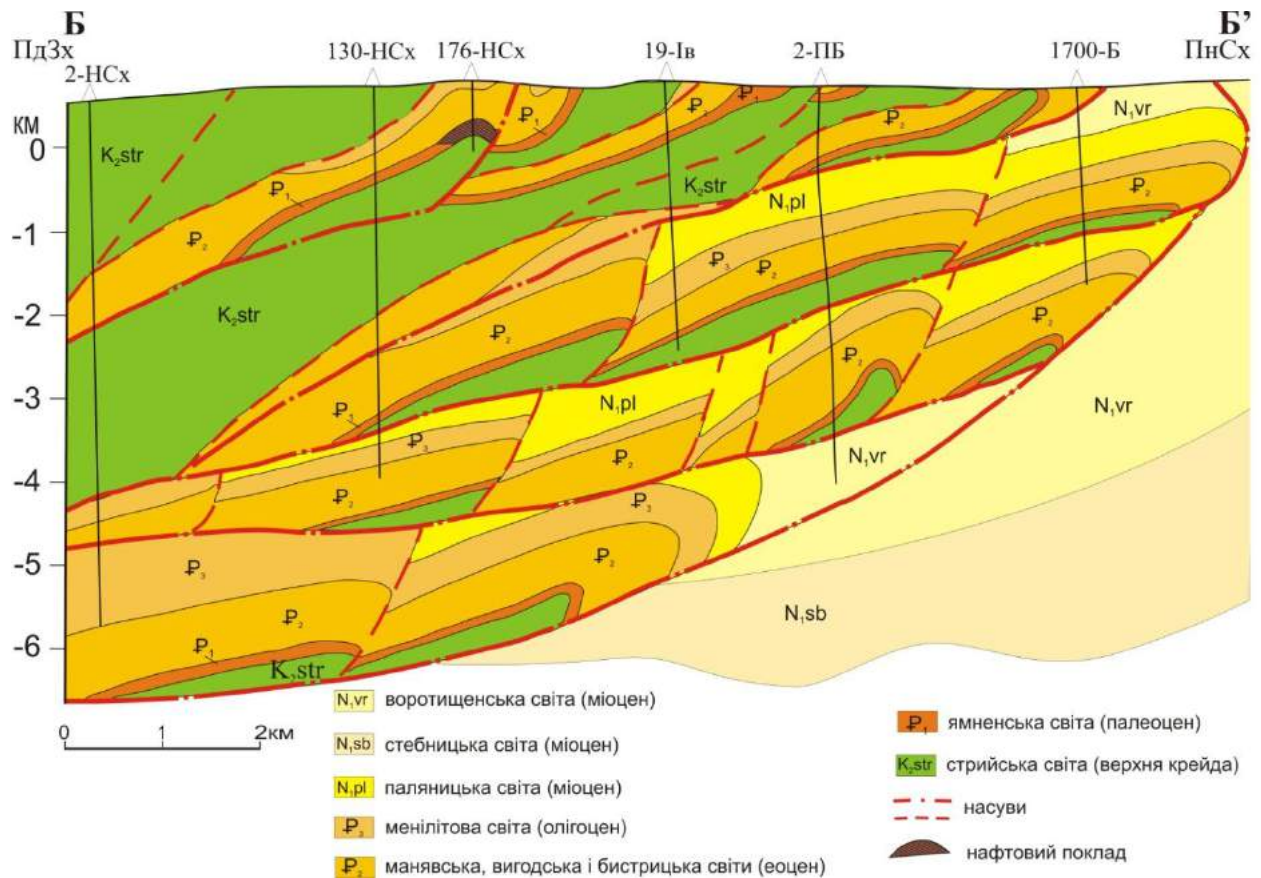


Рис. 8.3.2. Геологічний перетин (для локалізації див. рис. 8.1) Б–Б' через Східницьке нафтове родовище (модифіковано за Федішин (Ред.), 1998; Крупський та ін., 2014)

Встановлено, що як у Східницькому і Танявському нафтопромислових районах, так і в межах всього поля II, породами-колекторами найчастіше всього є пласти пісковиків, рідше алевролітів. В окремих випадках при відсутності високо кластичних теригенних порових колекторів поклади вуглеводнів пов'язані з породами-колекторами тріщинного і змішаного (тріщинно-порового або порово-тріщинного) типів, які представлені піскувато-алеврито-глинистими утвореннями.

Поряд з цим в окремих відмінах порід відбувалися процеси утворення вторинного порового простору внаслідок формування літогенетичної і тектонічної тріщинуватості, а також декарбонатизації цементу пісковиків і алевролітів. Таким чином, в нафтогазоносних відкладах як у Східницькому і Танявському нафтопромислових районах, так і в межах всього поля II, ми

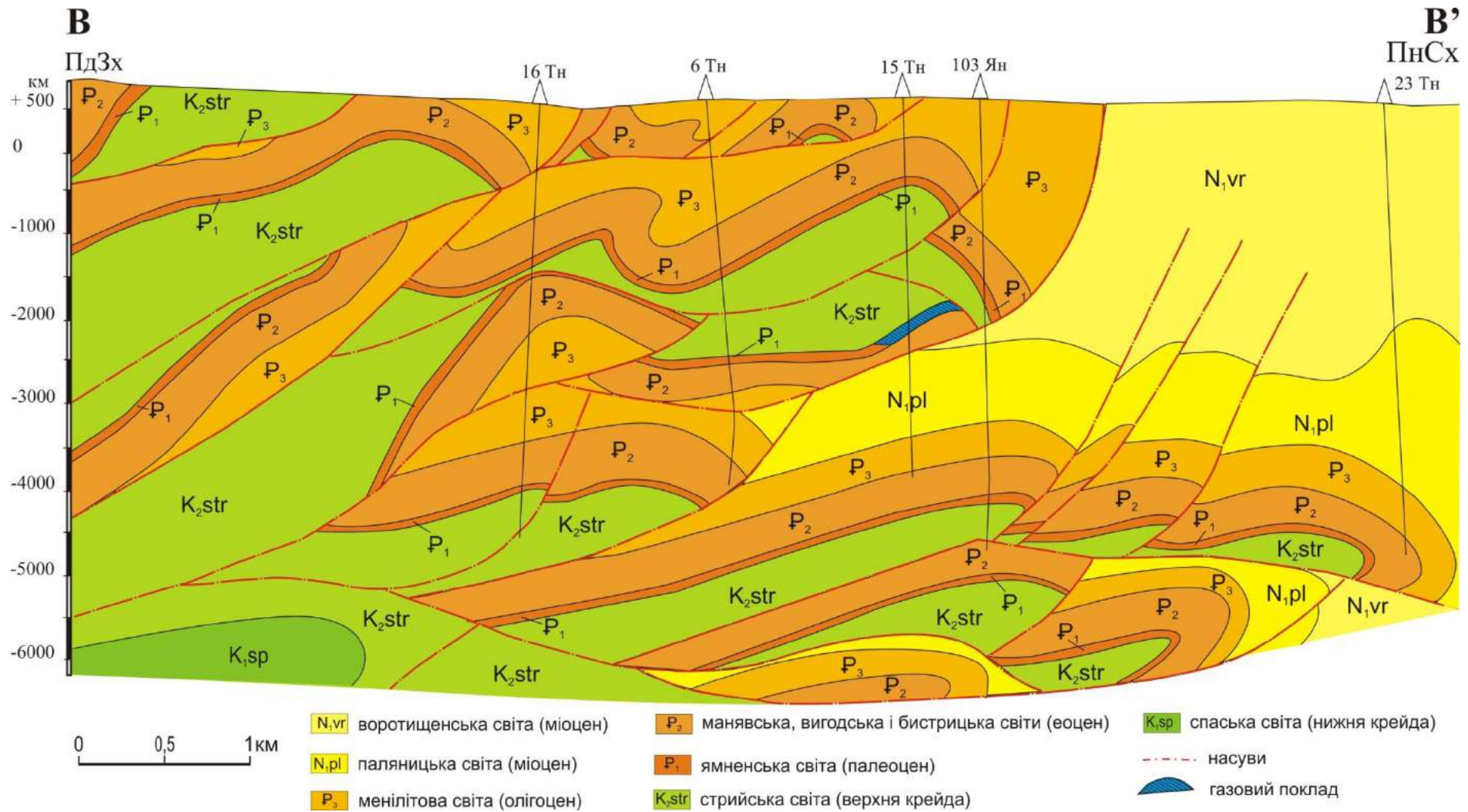


Рис. 8.3.3. Геологічний перетин (для локалізації див. рис. 8.1) В–В' через Танявське газове родовище (модифіковано за Федішин (Ред.), 1998; Крупський та ін., 2014)

прогнозуємо на глибинах до 4–5 км широке розповсюдження алеврито-піскуватих колекторів порового типу. Змішані і тріщинні колектори в цих товщах є менш поширені. Переважно, вони пов'язані з горизонтами тонкошаруватих, часто скременілих піскувато-алеврито-глинистих порід.

Як продемонстровано на рисунку 8.1 виділене поле III, яке знаходиться в південно-східному районі досліджень, загалом представлене домінування алевролітів у розрізах. Максимальні значення абсолютної пористості цих порід сягають, які і в межах II поля – 14 %, а відкритої 12 %. На цій площі знаходиться нафтогазоконденсатне родовище – Битків-Бабченське (рис. 8.3.4, рис. 8.3.5).

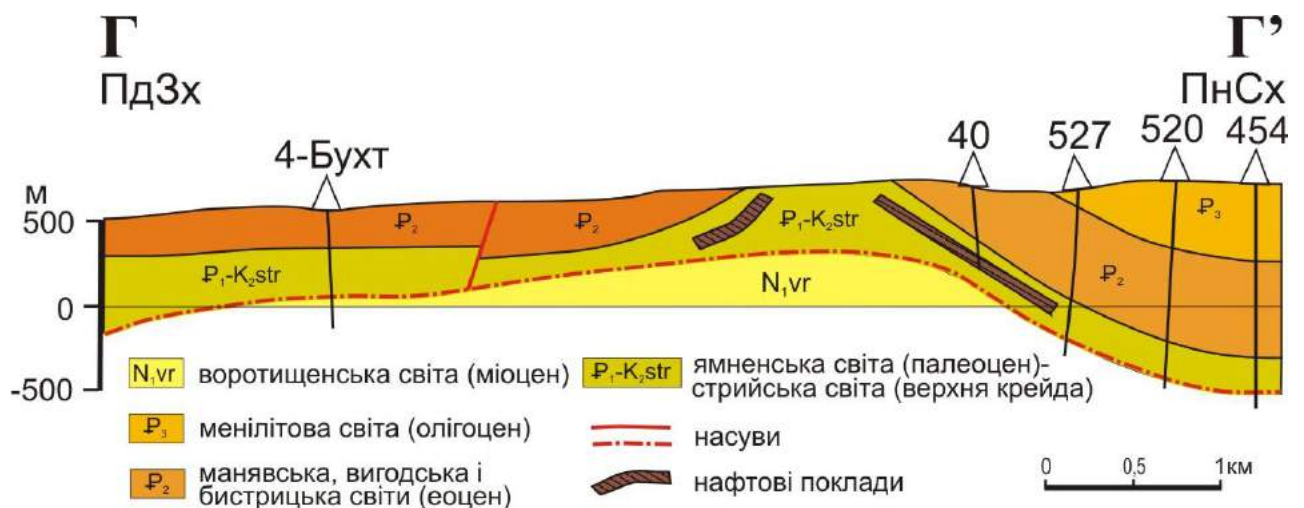


Рис. 8.3.4. Геологічний перетин (для локалізації див. рис. 8.1) Г–Г' через Битків-Бабченське нафтогазоконденсатне родовище (модифіковано за Федашин (Ред.), 1998; Крупський та ін., 2014)

Основною мінералого-петрографічною особливістю досліджених порід-колекторів палеоценових відкладів південно-східного району досліджень (площа III, рис. 8.1) є цілий комплекс характерних ознак, які вказують на ступінь їх катагенетичних перетворень, що відповідають зоні мезокатагенезу МК₂-МК₄.

Насамперед, в більшості відмін порід глиниста речовина основної маси аргілітів і цементу пісковиків та алевролітів зазнала значних змін внаслідок хлоритизації і скременіння.

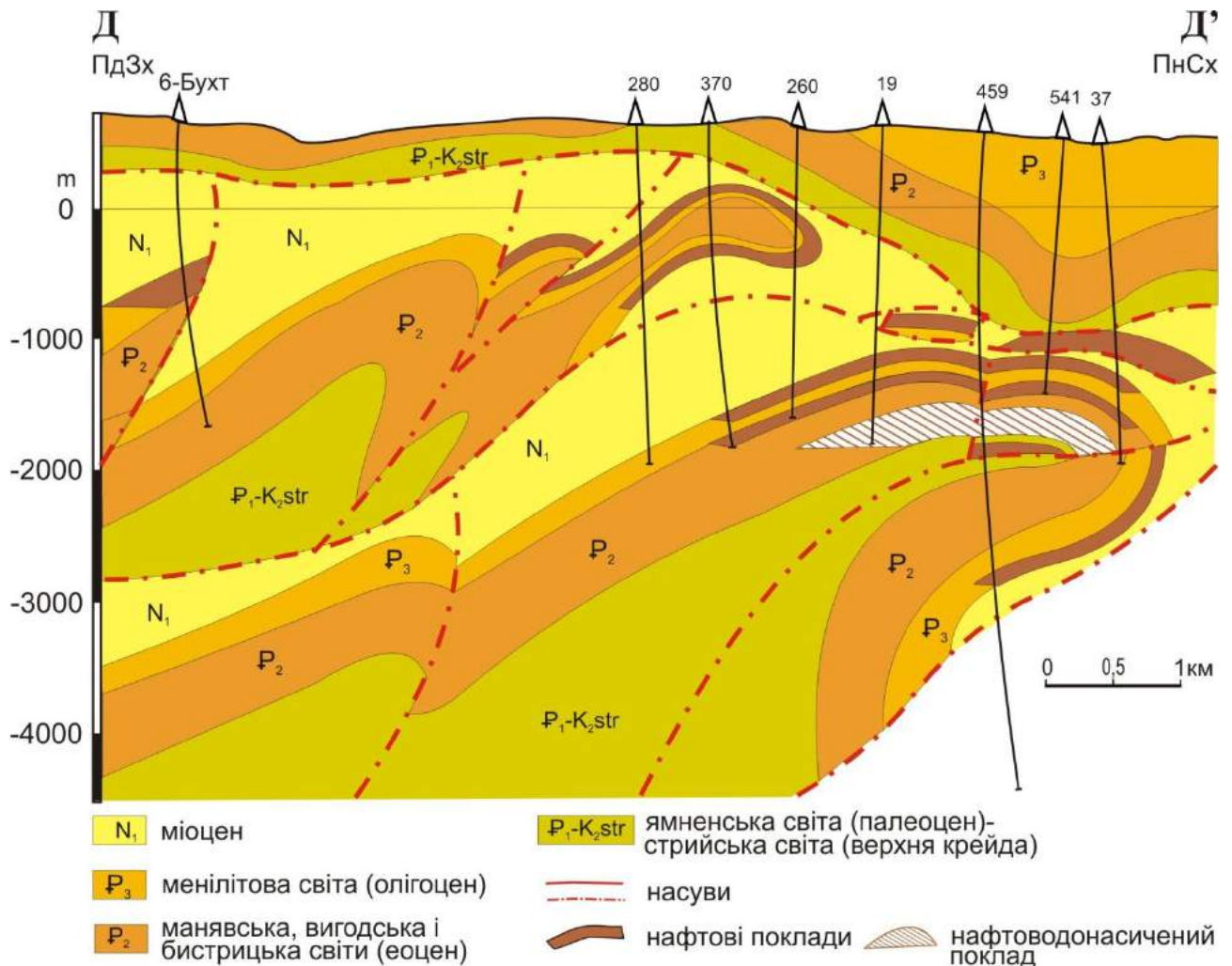


Рис. 8.3.5. Геологічний перетин (для локалізації див. рис. 8.1) Д–Д' через Битків-Бабченське нафтогазоконденсатне родовище (модифіковано за Федішин (Ред.), 1998; Крупський та ін., 2014)

В уламкових породах дуже часто проявляється ущільнення і регенерація зерен кварцу. Зерна кварцу розбиті тріщинами, які часто виповнені карбонатними мікропрожилками, органічні рештки зазнали деформації під тиском. Часто в пісковиках і алевролітах спостерігаються сутуро-стилолітові шви, виповнені глинистим матеріалом, рідше мікрозернистим піритом.

Такої чіткої залежності між типом цементації і мінеральним складом цементу уламкових порід та їхніми потенційними колекторськими властивостями, яка була встановлена для площ розташованих у північно-західній частині району досліджень (поля I і II, рис. 8.1), в досліджених породах південно-східного району досліджень (поля III, рис. 8.1) не виявлена.

Мінералого-петрографічними дослідженнями теригенних порід з продуктивних нафтогазоносних пластів на полі III (рис. 8.1, рис. 8.3.4, рис. 8.3.5) встановлено, що вони представлені грубозернистими алевролітами і алевритистими аргілітами. У мінеральному складі цементуючої маси крім глинистих і карбонатних мінералів у значній кількості присутні глауконіт (до 3–5 %) і пірит (до 7 %), підвищений вміст яких може бути зумовлений окисно-відновними процесами з участю мінералів із надлишковим вмістом окисного заліза, вуглеводнів і сірководню. Глиниста речовина основної маси аргілітів і цементу алевролітів насичена яскраво-бурою ОР.

Привертає увагу те, що ціла низка характерних ознак досліджених нафтогазоносних порід є несприятливими для збереження їх первинної пористості. Це, насамперед, низький ступінь обкатаності і сортування кластичного матеріалу. Зменшенню її під час постдіагенетичних перетворень в зоні катагенезу МК₃ сприяли також процеси регенерації і ущільнення зерен кварцу. Що стосується змішаного цементу, то він є продуктом різних етапів вторинного мінералоутворення, яке пов'язане з багаторазовими змінами фізико-хімічних умов середовища під час прогресивного і регресивного катагенезу в умовах тектонічного опускання і підймання осадової товщі. Таким чином, первинна пористість в досліджених породах-колекторах не може відігравати хоч якої-небудь значної ролі. Їх поровий простір формувався в результаті вилуговування карбонатних мінералів цементу, а також утворення літогенетичних і тектонічних тріщин.

Змішаний полімінеральний склад цементу досліджених уламкових порід свідчить про те, що на процеси глибоких катагенетичних змін цих осадових утворень накладався регресивний катагенез, який відбувався в результаті тектонічного піднімання території, в менш жорстких термобаричних умовах і при дуже мінливому кислотно-лужному та окисно-відновному режимах.

Для палеоценових теригенних порід-колекторів які належать до III поля (родовище Битків-Бабченське) не характерна така чітка залежність між колекторськими властивостями порід та їх структурно-текстурними

особливостями і типом цементації, які були встановлені в нафтогазоносних товщах цього ж віку в межах полів I та II.

Що стосується виділеного поля IV, де переважають у розрізі аргіліти, встановлено, що максимальна відкрита пористість цих порід сягає 3 % для аргілітів, і 8 % для піщаних аргілітів та алевролітів, що становить найменші показники відносно полів I-III, проте, все ж достатні, щоб можна було вважати, це поле є теж перспективним для пошуків вуглеводнів.

В межах полів I-III вперше виділено ділянки поширення потенційних літологічно екранованих пасток вуглеводнів (рис. 8.1) у зоні де відбувається виклинювання пісковиків і натомість у розрізах вони заміщуються аргілітами. Як приклад, в межах поля III на такій ділянці знаходиться Битків-Бабченське родовище (рис. 8.3.4), де нафтові поклади містяться в літологічно екранованих пастках.

Як в продуктивних, і в непродуктивних горизонтах Стрільбицького, Східницького та Танявського родовищ зустрінуті пісковики і алевроліти, що характеризуються літологічними та мінералого-петрографічними особливостями, несприятливими для збереження ними первинної пористості на великих глибинах (погана відсортованість уламкового матеріалу, полімінеральний змішаний цемент). На нашу думку, визначальну роль у формуванні колекторських властивостей цих порід зіграло формування вторинного порового простору (пор вилуговування, літогенетичних і тектонічних тріщин).

Зроблені висновки про різну ступінь катагенетичних перетворень палеоценових нафтогазоносних відкладів у межах полів I та II у північно-західній (Стрільбицький, Східницький, Танявський нафтопромисловий райони) та поля III у південно-східній (Битків-Бабченський нафтопромисловий район) дослідженої території – Берегової і Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат і вплив цього фактору на розповсюдження в них порід-колекторів різного типу підтверджується даними з наукових праць інших карпатських геологів (Кілін, Щерба, Григорчук, Попп, 1999, Попп, 2000). Зокрема, на

підставі вивчення асоціації глинистих мінералів і структурно-текстурних особливостей порід, а також визначення відбивної здатності вітриніту.

М.П. Габінет (Габінет, 1985) проводить межу між зонами мезокатагенезу МК₁–МК₃ і МК₄–МК₅ в межах Бориславського і Трускавецького покривів на глибині 4–5 км, а в межах Покутського покриву – на глибині до 2,5 км. В зоні МК₁–МК₃ різко переважають кластичні структури порід. Глинисті мінерали представлені гідрослюдою, хлоритом і монтморилонітом. Останній поступово заміщується гідрослюдою і в середині етапу МК₁–МК₃ зникає повністю. Відбивна здатність вітриніту становить 7,6–9,2 %. В зоні МК₄–МК₅ широко проявляються конформні і регенераційні структури уламкових порід. Головні глинисті мінерали – гідрослюда, хлорит; відбивна здатність вітриніту – 9,2–13 %. Проведені мінералого-петрографічні дослідження як потенційних так і порід-колекторів Стрільбицького, Східницького та Тянявського нафтопромислових районів (поля I та II, рис. 8.1) дозволяють класифікувати їх як утворення, що зазнали катагенетичних змін градації МК₁–МК₃. Що стосується порід Битків-Бабченського району, то вони за своїми структурно-текстурними ознаками є ближчими до осадових відкладів зони МК₃–МК₄. Присутність в цементуючій масі пісковиків і алевролітів різних генерацій аутигенних мінералів є свідченням досить частих змін фізико-хімічних умов літогенезу (тиску, температури, рН і Eh пластових водних розчинів) (Доленко и др., 1980; Парাপарова и др., 1981; Гуржий и др., 1983; Холодов и др., 1985; Прошляков, 1990; Томкина, 1990)

Вищеописані особливості катагенетичної зональності палеоценових нафтогазоносних відкладів Карпатської провінції пов'язуються з різною будовою складчасто-насувних структур, до яких приурочені поклади вуглеводнів в Стрільбицькому, Східницькому, Тянявському та Битків-Бабченському нафтопромислових районах (Попп, Килын, 2002, Попп, 2005). В північно-західній частині дослідженої території першому поширені пластиноподібні покриви, як у насувній, так і в піднасувній частинах, у центральній – крупні насувні антикліналі такі як Долинська, Струтинська, в

південно-східній – пірнаючі покривні складки типу Росільнянської, Битківської глибинної і витиснені у фронтальній частині покриву Старуня-Гвіздецькі крутопадаючі складки. У Делятинському перетині вони переходять у складки покриву, що здійснюється. Такі структури належать до покривів другого типу. На відміну від південно-східної частини (площі Делятин, Прутець, Микуличин) північно-західній притаманна будова, характерна для покривів першого типу, де пластиноподібні покривні складки групуються у три яруси. Вважаємо, що при формуванні складчасто-насувні структури південно-східної частини району досліджень зазнали більш інтенсивних дислокацій порівняно зі структурами північно-західної частини (Доленко и др., 1980; Гуржий, 1983; Габинет, 1985). Відповідно, більшою була частота і контрастність тектонічних занурень і підйомів осадової товщі. Таким чином, катагенез теригенних флішових утворень у південно-східній частині дослідженого регіону проходив в дуже мінливих фізико-хімічних умовах, що несприятливо вплинуло на збереження ними первинної пористості. Тому в нафтогазоносних горизонтах родовища Битків-Бабченське найбільш важливе значення мають породи-колектори, поровий простір яких має вторинне походження.

Отже, встановлений взаємозв'язок між будовою геологічних структур в північно-західній і південно-східній частинах Берегової та Орівської скиб Українських Карпат, закономірностями розповсюдження порід-колекторів різного типу і катагенетичною зональністю палеоценового флішу, дозволяє зробити висновок про істотний вплив тектонічних процесів на літогенез нафтогазоносних відкладів і формування колекторських властивостей осадових утворень.

8.4. Висновки до розділу 8

Аналіз вмісту основних літологічних комплексів палеоцену Берегової та Орівської скиб Українських Карпат дозволив виділити чотири поля з різним розподілом по площі і в розрізі: пісковиків, алевролітів та аргілітів.

Встановлено, що найперспективнішою з точки зору потенційних колекторів є північно-західна частина дослідженої території в межах якого знаходиться нафтове родовище – Стрільбицьке. Тут виокремлено поле I, де у відкладах ямненської світи палеоцену домінують середньо та грубозернисті пісковики, а максимальні показники абсолютної пористості сягають 18 %, а відкритої 16 %.

Поле II, в межах якого поширені два відомих родовища – нафтове Східницьке та нафтогазоконденсатне Танявське теж є перспективним, в межах поля II поширені як пісковики так і алевроліти, які значно переважають у розрізі над аргілітами, максимальні значення абсолютної пористості сягають 14 %, а відкритої 12 %.

Поле III, яке тяжіє до південно-східної частини дослідженої території, де знаходиться нафтогазоконденсатне родовище – Битків-Бабченське, загалом характеризується домінуванням грубозернистих алевролітів та алевритистих аргілітів у розрізі, максимальні значення абсолютної пористості цих порід сягають, які і в межах II поля – 14 %, а відкритої 12 %. Це поле теж розглядається як перспективне для розвитку колекторів вуглеводнів у породах палеоцену ямненської світи.

Найменш перспективним є IV поле, яке поширена в центральній частині району досліджень. Тут серед порід палеоцену найпоширенішими у розрізі є аргіліти, максимальна відкрита пористість яких сягає 3 % для аргілітів, і відповідно 8 % для піщаних аргілітів та алевролітів, що становить найменші показники відносно полів I-III, проте, все ж достатні, щоб можна було вважати, це поле є теж перспективним для пошуків вуглеводнів.

В межах полів I-III вперше виділено ділянки поширення потенційних літологічно екранованих пасток вуглеводнів у зоні де відбувається виклинювання пісковиків і натомість у розрізах вони заміщуються аргілітами. Як приклад, в межах поля III на такій ділянці знаходиться Битків-Бабченське родовище (рис. 8.3.4), де нафтові поклади містяться в літологічно екранованих пастках.

Встановлено, що пісковики та алевроліти ямненської світи представлені як щільно так і слабо зцементованими різновидами, які відрізняються складом цементу, ступеню зцементованості, а також пористістю. Вміст цементу в щільно зцементованих пісковиках сягає 40 %, тип цементації в більшості випадків базальний. Пористість в таких пісковиках становить не більше 10 % хоча зазвичай 4–5 %. Кількість цементу в слабозцементованих пісковиках не перевищує 20 %, тип цементу – контактовий. Пористість таких пісковиків коливається від 10 до 18 %. Для алевролітів спостерігаємо аналогічні закономірності. Найхарактернішими в досліджених породах є міжзернові пори. Розмір пор коливається в широкому діапазоні від 0,03 до 6,1 мм. Також для всіх типів порід палеоцену характерною є тріщинуватість. Тріщини зазвичай заповнені кальцитом, іноді зустрічаються породи з тріщинами заповнені нафтою, а іноді спостерігається сліди бітумоїдів на стінках відкритих тріщин. Тріщинна пористість досліджених порід зазвичай не перевищує 1 %.

Колекторські властивості нафтогазоносних палеоценових відкладів північно-західної частини району досліджень (поля I та II) значною мірою визначалися факторами, які сприяли збереженню високих фільтраційно-ємнісних властивостей порід на великих глибинах – товщина пластів та тип цементації кластичного матеріалу. Поряд з цим в окремих відмінах порід відбувалися процеси утворення вторинного порового простору внаслідок формування літогенетичної і тектонічної тріщинуватості, а також декарбонатизації цементу пісковиків і алевролітів. Таким чином в межах полів I та II на глибинах до 4–5 км можна прогнозувати широке розповсюдження алеврито-піщаних колекторів порового типу. Змішані і тріщинні колектори в цих товщах є менш поширені. Переважно, вони пов'язані з горизонтами тонкошаруватих, часто скременілих піскувато-алеврито-глинистих порід. Для палеоценових теригенних як порід-колекторів так і потенційних порід-колекторів, які тяжіють до південно-східної частини дослідженого регіону і належать до III поля (родовище Битків-Бабченське) не характерна така чітка

залежність між колекторськими властивостями порід та їх структурно-текстурними особливостями і типом цементації, які були встановлені в нафтогазоносних товщах цього ж віку в межах полів I та II.

Мінералого-петрографічні особливості досліджених порід-колекторів в північно-західній частині Берегової та Орівської скиб Українських Карпат (поля I та II) дозволяють класифікувати їх як утворення, що зазнали катагенетичних змін градації МК₁–МК₃. Що стосується порід південно-східної частини (поле III) дослідженої території, то вони за своїми структурно-текстурними ознаками є ближчими до осадових відкладів зони МК₃–МК₄. Різний ступінь катагенетичних змін в породах північно-західної і південно-східної частини району досліджень вказує, що тектонічні процеси мали істотний вплив на літогенез нафтогазоносних та потенційно нафтогазоносних відкладів і формування колекторських властивостей осадових утворень.

ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

1. На основі досліджень 18 відслонень та проаналізованих ГДС із 85 свердловин в межах Берегової та Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат, які рівномірно охоплюють всю територію дослідження від кордону з Польщею до кордону з Румунією, виділено чотири поля із різним розподілом по площі і в розрізі основних літотипів ямненської світи: пісковиків, алевролітів і аргілітів. Ці поля (I-IV) дозволяють прогнозувати перспективні площі для пошуку вуглеводнів.

2. Мінералого-петрографічними дослідженнями уламкової частини порід встановлено, що за ступенем обкатаності та інтенсивністю звітрювання їх можна вважати седиментами, що сформувалися, на пасивних континентальних окраїнах, а матеріал що живив ці породи знаходився на північному заході, оскільки зменшується розмір уламків палеоценових відкладів з північного заходу на південний схід.

3. Цемент порід із досліджених розрізів палеоценових відкладів має глинистий, кремнисто-глинистий та карбонатний склад. Високими колекторськими властивостями характеризуються пісковики з гідрослюдистим або кремнисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Теригенні породи, які в цементуючій масі містять порівняно вищу кількість вторинних карбонатів характеризуються низькими фільтраційно-ємнісними властивостями.

4. Досліджені породи ямненської світи палеоцену зазнали постседиментційних перетворень етапу мезокатагенезу МК₁–МК₃. Свідченням цього є наявність у складі глинистої фракції змішаношаруватих мінеральних утворень гідрослюда-монтморилонітового і хлорит-монтморилонітового складу. Внаслідок більш глибоких катагенетичних перетворень, зокрема в південно-східній частині дослідженої території (на етапі мезокатагенезу МК₃–МК₄), що супроводжуються повною іллітизацією (гідрослюдизацією) монтморилоніту, в них можуть виникати сприятливі умови для утворення зон порід-колекторів тріщинного типу.

5. Дані мінерало-петрографічних досліджень показали, що псамітоліти флішової формації палеоцену Карпат формувалися на пасивній континентальній окраїні, в умовах другого глобального рівня лавинної седиментації (в підніжжі континентального схилу), на стадії закриття океанічного ложа океану Тетис, внаслідок зіткнення континентальних плит, їхній генезис здебільшого відповідає тільки платформовому джерелу зносу матеріалу.

6. На підставі проведених досліджень речовинного складу теригенних порід ямненської світи палеоцену можна стверджувати, що потужні псефіто-псамітові та псамітові модулі цих нашарувань є відкладами верхнього фену, а піскувато-глинисті – яремчанський строкатий горизонт і битківські шари є відкладами, середнього фену та нижнього фену.

7. В палеоцені континентальне підніжжя дослідженої частини Карпатського басейну містило два конуси виносу: перший у північно-західній частині, сформувався внаслідок скиду теригенного матеріалу транспортованого Ходорівською палеорікою, другий виник в центральній частині завдяки акумуляції теригенного матеріалу привнесеного Коломийською палеорікою. На північному заході дослідженої території переважала акумуляція грубозернистих піщаних осадів, в той час як уламковий матеріал, що надходив із джерела зносу, яке знаходилося в центральній частині дослідженого басейну характеризувався переважанням глинистих мулів та дрібнозернистого псамітового матеріалу, що мало визначальний вплив на подальше формування осадових товщ палеоцену в процесі седиментогенезу і постседиментаційних перетворень відкладів та їх потенційних колекторських властивостей.

8. Виділено чотири поля з різним розподілом у палеоценовому розрізі пісковиків, алевролітів та аргілітів. Встановлено, що найперспективнішим з точки зору потенційних колекторів є I поле, яке знаходиться у північно-західній частині дослідженої території, в межах якого знаходиться нафтове родовище – Стрільбицьке. Тут домінують середньо та грубозерністі пісковики з максимальними показниками абсолютної пористості 18 %, а відкритої 16 %. В

межах полів II і III, які включають в себе відомі родовища – нафтове Східницьке та нафтогазоконденсатні Битків-Бабченське та Танявське, переважають пісковики і алевроліти, максимальні значення абсолютної пористості яких сягають 14 %, а відкритої 12 %. Ці поля теж розглядаються як перспективні для розвитку колекторів вуглеводнів. Найменш перспективним є IV поле, яке поширене в центральній частині району досліджень. Тут серед порід палеоцену найпоширенішими у розрізі є аргіліти з максимальною відкритою пористістю 3 %, та 8 % у піщаних аргілітах та алевролітах, що становить найменші показники відносно полів I-III, проте, все ж достатні, щоб можна було вважати, це поле теж перспективним для пошуків вуглеводнів.

9. В межах полів I-III вперше виділено ділянки поширення потенційних літологічно екранованих пасток вуглеводнів у зоні, де відбувається виклинювання пісковиків і натомість у розрізах вони заміщуються аргілітами. В межах поля III на такій ділянці знаходиться Битків-Бабченське родовище, де нафтові поклади містяться в літологічно екранованих пастках.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Антипов, В.И.(1961) О тектоническом районировании Предкарпатья в свете геофизических данных. *Геол. Сб.*, 7-8, 477-480.
2. Антипов, В.И.(1965) *Сейсмотектоника западных областей Украины*. Киев: Наук. Думка 56 с.
3. Афанасьева, И. М. (1983). *Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат*. Киев: Наук. думка, 184 с.
4. Балуховский, А.Н., Буш, В.А., Волков, Ю.В., Гатинский, Ю.Г., Казьмин, В.Г., Калимулин, С.М., Куликова, Л.И., Миледин, А.К., Натапов, Л.М., Пугачева, И.П., Суетенко, О.Д., Филиппова, И.Б., Ясаманов, Н.А. Составители палинспастических реконструкций: Бочарова Н.Ю., Зоненшайн Л.П., Кононов М.К., Скотиз К..(2000) *Палеогеографический атлас Северной Евразии*. Электронный ресурс. Ред. Казьмин В.Г., Натапов Л.М. Москва: Ин-т тектоники литосферных плит.
5. Богданов, А.А.(1949) Основные черты тектоники Восточных Карпат. В *Советская геология*, 40, 9-20.
6. Бодлак, П., Бодлак, В. (2017) Перспективи відкриттів значних за розмірами та запасами родовищ вуглеводнів у Західному регіоні України. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 1-2, 24-25
7. Бубняк, І.М., Накапелюх, М.В., Віхоть, Ю.М. (2014) Збалансований геологічний розріз Українських Карпат у перетині Берегомет-Буркут. *Геодинаміка*, 1(16), 72-87.
8. Ващенко, В.О., Турчинова, С.М., Турчинов, І.І., Поліка, Г.Г. (2007). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуш М-35-XXV (Івано-Франківськ) Карпатська серія. Пояснювальна записка*. – Київ: УкрДГРІ, 150 с.; карта – 4 листи.
9. Вишняков, І.Б, Ващенко, В.О, Гаврилко, Г.А., Гоник, О.В. (2000) Природа Коломийсько-Заболотівської руслоподібної структури. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 1-13.

10. Вуль, М.Я. (1987) *Разработать прогноз нефтегазоносности стратиграфических комплексов запада УССР и определить наиболее эффективные направления поисково-разведочных работ.* Львов: Отчет УкрНИГРИ. 5 Кн
11. Вуль, М.Я. (1995) *Формування та закономірності розміщення родовищ нафти і газу у під насувних зонах Карпат.* Львів: Фонди УкрДГРІ.
12. Вуль, М.Я. (2014) До методики палінспастичних реконструкцій складчастих структур з покривно-насувною тектонікою (на прикладі Західноукраїнського нафтогазоносного регіону). *Зб наук. Праць УкрДГРІ*, 1, 110-121.
13. Вялов, О.С., Гавура, С.П., Даныш, В.В., Лещух, Р.Й., Пономарева, Л.Д., Романив, А.М., Смирнов, С.С., Царненко, П.Н., Лемишко, О.Д., Циж, И.Т. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат.* Киев: Наукова думка 204С.
14. Вялов, О.С. (1961). *Палеогеновый флиш северного склона Карпат.* Киев: Из-во АН УССР 135с.
15. Вялов, О.С. (1985). *Стратотипы, биостратиграфия и фашии флиша северного склона Украинских Карпат.* Заключ. Отчет. Львов. 364 с.
16. Вялов, О.С. (1965) *Стратиграфия моласс Предкарпатского прогиба.* Киев: Наукова думка. 191 с.
17. Вялов, О.С., Дабагян, Н.В., Кульчицкий, Я.О. (1960) О границе между мелом и палеогеном в Восточных Карпатах. В *Международ. Геол. Конгрес XXI сессия.* Москва: Изд-во АН СССР С.105-122.
18. Вялов, О.С., Андрусов, Д.Н. (1963) О необходимости разделения палеогена на две главные серии: карпийскую и омбронскую. *Geologicky sb.*, 14 (1), 169-173.
19. Вялов, О.С., Гавура, С.П., Даныш, В.В., Лещух, Р.И., Пономарева, Л.Д., Романив, А.М., Царненко, Й.Н., Циж, И.Т. (1981) *История геологического развития Украинских Карпат.* Киев: Наукова думка 180с.

20. Габинет, М.П., Дидык, Д.Г.(1972) К геохимии палеоценового флиша Карпат. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 30, 51-61.
21. Габинет, М.П (1985). *Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат*. Киев: Наук. думка, 148 с.
22. Габинет, М.П. (1974). К литологии палеоценового флиша Карпат. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 38, 65-73.
23. Габинет, М.П., Голдинов, А.А, Рябоконт, А.С. (1965). Литологические фации палеогенового флиша Советских Карпат. *Вестн. Львов. Ун-та. Сер.геол.*, 3, 27-36.
24. Габинет, М.П., Кульчицкий, Я.О., Матковский, О.Й (1976, 1977) *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат*. Львов: Вища школа 200с. 220с.
25. Гавришків, Г., Гаєвська, Ю., Жуков, С., Попп, І. (2007). Глинисті мінерали палеоцен-еоценових теригенних порід Скибової зони Українських Карпат (за даними дифрактометричного аналізу). *Мінералогічний збірник*, 57(1), 93-101.
26. Гавришків, Г. (2008) Петрографія палеоценових відкладів "екзотичних скель" Скибової зони Українських Карпат. В: *Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій*. Київ С.67-70.
27. Гавришків, Г., Жуков, С. (2009) Мінералогія і геохімія піскуватих конкрецій ямненської світи палеоцену Українських Карпат. *Мінералогічний збірник*, 59(1), 75-82.
28. Герасимова, И.И. (1978) *Отчет о полистной геологической съемке масштаба 1:50000 территории листов М-35-В; -123-А,Б*. Львов: ФЛГРЕ.
29. Гирний, В.И. (1990) *Отчет о групповой геологической съемке листов М-35-124-Б (южн. пол.), Г; -125-В,Г; -126-В (южн.пол.), -137-А,Б,В; L-35-5-А масштаба 1:50000 за 1984-1990 гг.* Львов: ФЛГРЕ.
30. *Гірничий енциклопедичний словник* (2004) у 3 т. За ред. В. С. Білецького. Донецьк: Східний видавничий дім.Т. 3 752 с.

31. Глушко, В.В. (1959) Основные черты тектоники Украинских и Румынских Карпат и Предкарпатья. В *Вопросы поисков, разведки и добычи нефти и газа на территории УССР*. Москва: Гостоптехиздат. С.95-105
32. Глушко, В.В. (1968) *Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов*. Москва: Недра. 263с.
33. Глушко, В.В., Буров, В.С. (1963) Тектоника, история развития и условия формирования нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба. В кн. *Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины*. Тр. УкрНИГРИ, Москва: Гостоптехиздат, 4, 96-100.
34. Глушко, В.В., Круглов, С.С. (1979) *Главнейшие особенности тектоники и развития Украинских Карпат*. Москва: Изд-во ВИЭМС. 56с.
35. Глушко, В.В., Кульчицкий, Я.О., Шакин, В.А. (1965) Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Украинских Карпат. *Геология и геохимия нефт. и газ. м-ний*. Киев 1, 53-70.
36. Глушко, В.В., Кульчицкий, В.В. (1961) Краткие сведения о структурном подразделении Карпат и прилегающих прогибов. *Докл. ко II совещ. по методике проведения комплексной геол. съемки на терр. УССР*. Ин-т техн. информации.
37. Гнилко, О.М. (2011/2012) Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*, 1(10), 47-57. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 1(12), 67-78
38. Гонтовой, И. З. (1962) Геофизические данные о границах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. *Вопросы развед. геофизики*. Зап. Львов. Политехн. Ин-та, 2 (80), 155-162.
39. Гофштейн, И.Д. (1972) Деякі дані з структурної геології Скибової зони Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 32.
40. Гофштейн, Й.Д., Сомов, В.І., Кузнецова, В.І. (1971) *Вивчення сучасних рухів земної кори в Карпатах*. Київ: Наукова думка, 127с.

41. Гуржий, Д.В., Габинет, М.П., Киселев, А.Е., Кульчицкий, Я.О. (1983) *Литология и породы-коллекторы на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях Украины*. Киев: Наук. думка, 184 с.
42. Даньш, В.В. (1965) Основные черты развития западной части геосинклинали Восточных Карпат в палеогеновом периоде. В кн. *Тезисы докл. межвед. совещ. молодых геологов и геохимиков г. Львова по вопр. Геологии и геохимии горюч. иск.* Львов. С.26-27.
43. Доленко, Г.Н. (1962) *Геология нефти и газа Карпат*. Киев: Изд-во АН УССР, 368 с.
44. Доленко, Г.Н., Бойчевская, Л.Т., Данилович, Л.Г., Килын, И.В., Медведев, А. П., Чалый, Б. Н, Щерба, А. С., Щерба, В. М., Ярош, Б. И. (1980) *Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат*. Киев: Наук. думка 146 с
45. Зоненшайн, Л.П., Деркур, Ж., Казьмин, В.Г. (1987) Эволюция Тетиса. В *История океана Тетис*. Москва: 4-115.
46. Зоненштайн, Л.П. (1983) Глубоководные отложения на континентах. В *Справочник по литологии*. Москва: Недра. С.426-429.
47. Иваник, М.М., Маслун, Н.В. (1977). *Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатъя*. Киев: Наук. думка. 120с.
48. Иваник, М.М., Маслун, Н.В., Сельський, В.К. (1971) К стратиграфическому расчленению палеогеновых отложений юго-восточной части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. *ДАН УССР*, 10, 894-896.
49. Иванченко, И.Я. (1980) *Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50000 территории листов: М-35-124-В (с.п); -125-А,Б; -126-А,Б,В за 1971-1978 г.* Киев.
50. Іванюта, М. М. (Гол. ред.) (1998) *Атлас родовищ нафти і газу України: Том IV-V Західний нафтогазоносний регіон*. Львів: Центр Європи
51. Казьмин, В.Г. (1989) Колизии и рифтогенез в истории океана Тетис. В *Геотектоника*, 5, 14-23

52. Кардаш, В.Т. (1978) *Отчет о полистной геологической съемке листа L-35-3-A масштаба 1:50000 и геологическом доизучении территории листов L-35-2-A,Б,Г и L-35-3-B масштаба 1:50000 за 1975-1978 гг.* Львов, ФЛГРЕ.
53. Карогодин, Ю.Н. (1980) *Седиментационная цикличность*. М.Недра, 242 с.
54. Кілін, І.В., Щерба, О.С., Григорчук, К.Г., Попп, І.Т. (1999) Особливості літогенезу порід-колекторів палеогенових відкладів Бориславського нафтопромислового району. *Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ*. 36, 1, 119–127.
55. Клубова, Т.Т. (1988) *Глинистые коллекторы нефти и газа*. Москва: Недра, 157с.
56. Круглов, С.С., Смирнов, С.Е., Спитковская, С.М., Фильштинский, Л.Е., Хижняков, А. В. (1985) *Геодинамика Карпат*. Киев: Наукова думка. 136с.
57. Круглов, С.С., Арсірій, Ю.А., Веліканов, В.Я., Знаменська, Т.О., Лисак, А.М., Лукін, О.Ю., Пашкевич, І.К., Попадюк, І.В., Радзівіл, А.Я., Холодних, А.Б. (2007). *Тектонічна карта України*. Масштаб 1:1000 000. Пояснювальна записка. Частина I. Київ: УкрДГРІ, 96 с, карта – 2 листи.
58. Крупський, Ю.З., Куровець, І.М., Сеньковський, Ю.М., Михайлов, В.А., Чепіль, П.М., Дригант, Д.М., Шлапінський, В.Є., Колтун, Ю.В., Чепіль, В.П., Куровець, С.С., Бодлак, В.П. (2014) Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: монографія у 8 кн. Кн.2. *Західний нафтогазоносний регіон*. Нац. акціонерна компанія «Нафтогаз України» та ін. Київ: Ніка-Центр, 400с.
59. Крупський, Ю.З. (2001) *Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України*. Київ: УкрДГРІ, 144 с.
60. Крупський, Ю.З., Шлапінський, В.Є., Кузовенко, В.В., Андрейчук, М.М., Котик, В.О., Бударкевич, М.Д., Бодлак, П.М., Шуфлат, О.Т., Михайловський, І.З., Пороховський, В.В. (2004) Зональний прогноз нафтогазоносності відкладів верхньої крейди і палеоцену в центральній і північно-західній частині Скибової зони. Київ: УНА, 77 с.

61. Кузовенко, В.В. (1985) *Отчет по теме "Изучение опорных разрезов мезозой-кайнозойских отложений ЮЗ окраины Восточно-Европейской платформы, Предкарпатского прогиба и северного склона Украинских Карпат, сопоставление стратиграфических схем и легенды для великомасштабных работ"*. Львов: ФЛГРЕ.
62. Кульчицкий, Я. О., Хлопонин, К. Л (1957). О возрасте ямненских песчаников (Вост. Карпаты.) *Геология нефти*, 9, 31–35.
63. Куровець, С.С. (2006) Вплив палеоструктурних елементів на ємніснофільтраційні параметри палеогенових порід-колекторів та їх нафтогазоносність в межах Долинського та Бориславського нафтопромислових районів. *Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу*, 1(16), 7-15.
64. Куровець, С.С. (2016) *Науково-методичні засади оцінки вторинних ємностей порід-колекторів, як основа ефективного прогнозу нафтогазоносності надр*. Автореф. на зд. наук. ст. доктора геол. наук. Івано-Франківськ. 44с.
65. Куровець, С.С., Артим, І.В. (2018) Оцінювання впливу геологічних чинників на ємнісно-фільтраційні властивості теригенних колекторів Передкарпатського прогину. *Науковий вісник ІФНТУНГ*, 1(44), 25-37
66. Куровець, С.С., Маєвський Б.Й. (2017) Особливості розущільнення теригенних порід-колекторів Передкарпатського прогину. *Міжнародна-науково-технічна конф. "Нафтогазова енергетика-2017"*, 263-265.
67. Куровець, С.С., Просим'як, В.М., Бугера, В.В. (2006) Дослідження палеорусел і їх вплив на нафтоносність Передкарпатського прогину. *Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ*, 1(18), 16-22.
68. Ладыженский, Н.Р. (1955). *Геология и газонефтеносность Советского Предкарпатья*. Киев: Изд-во АН УССР 384с.
69. Ладыженский, Н.Р. (1961) К вопросу о времени формирования нефтяных месторождений Карпат. В *Геол. Сб*, 7-8, 79-88

70. Ладыженский, Н.Р. (1965) Новые данные по вопросу тектонического районирования Карпат. В *Материалы VI съезда Карпато-Балканской геол. ассоц. Докл. сов. геол.* Киев 302-310
71. Линецкий, Л.В. (1957) *Отчет по теме "Конгломераты палеогеновых отложений Скибовой зоны Советских Карпат"*. Львов: ИГГГИ АН УРСР. 157 с.
72. Линецькая, Л.В., Утробін, В.Н., (1965) О формировании флиша северного склона Советских Карпат. В кн. *Карпато-Балканской геол. ассоц. VII конгресс. Докл.*, София, 1(2), 275-278.
73. Лисицын, А.П. (1988) *Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах*. Москва: Наука. 310с.
74. Макаренко, Д.Є., Максимов, О.В., Зернецький. Б., Хлопонін, К.Л. (1963) Карпати. В кн. *Стратиграфія УРСР. Т.9. Палеоген*. Київ: В-во АН УРСР, 214-251.
75. Маслун, Н.В. Мінтузова, Л.Г. Гнилко, С.Р., (2015) Детальна стратифікація та кореляція палеогенових відкладів України за форамініферами. *Геол журнал*, 4(353), 31-48
76. Маєвський, Б.Й., Ярема, А.В., Куровець, С.С., Здерка, Т.В. (2012) Вплив постседиментаційних процесів на ємнісно-фільтраційні властивості палеогенових порід-колекторів Бориславського НГПР та їх нафтогазоносність. *Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ*, 1, 68-78.
77. Маєвський, Б.Й., Ярема, А.В., Куровець, С.С., Здерка, Т.В. (2014) Особливості поширення та перспективи нафтогазоносності палеогенових порід-колекторів північно-західної частини Передкарпатського прогину. *Науковий вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу*, 1(36), 7-17.
78. Монин, А. С., Зоненштайн, Л. П. (1987) *История океана Тетис*. Москва: Изд-во Ин-та океанологии АН СССР. 156 с.
79. Муратов, В.М, Маслакова, Н.И. (1950) Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат. В *Тр. Моск.ГРИ*, 25, 94-112.

80. Муромцев, В.С (1983) Диагностика континентальных и прибрежно-морских терригенных осадков по электрометрическим моделям фаций. *Методы прогнозирования и закономерности размещения литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа. Сборник науч. трудов ВНИГРИ Львов*, 7-37.
81. Мятлюк, Е.В, (1950) Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораменифер. В *Микрофауна СССР, сб IV, Тр.ВНИГРИ*, 51, 225-302.
82. Немков, В.И., Хлопонин, К.Л. (1957) Находка палеоценовых нуммулитов в Восточных Карпатах. *Докл. АН СССР*, 114(6), 1300-1301.
83. Павлюк, М., Галабуда, М., Різун, Б. (2008) Геодинамічні умови формування нафтогазоносних провінцій України. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3(144), 16–24
84. Павлюк М.І., Медведєв А.П. (2004) *Панкардія: проблеми еволюції*. Львів: Ліга-прес. 94 с
85. Парапарова, Г.М., Неручев, С.Г., Жукова, А.В. (1981) *Катагенез и нефтегазоносность*. Ленинград: Недра, 240 с.
86. Петтиджон, Ф.Дж. (1981) *Осадочные породы*. Москва. 751 с.
87. Пилипчук, А.С., Вуль, М.А. (1981) Палеоцен-еоценовий фліш Северного склона Украинских Карпат – отложения древних морских глубоководных конусов выноса. В *Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров*. Москва: С.33-42.
88. Поморцев, Г.П. (1985) *Отчет о результатах комплексных геофизических работ по подготовке структур для поискового и разведочного бурения на серу в Предкарпатском сероносном бассейне на Войниловском, Тлумачском и Малогорожанском участках, 1980-1985 гг.* Киев: ДНВП Геоінформ України.
89. Попп, І.Т. (2000) Роль процесів катагенезу у формуванні нафтогазоносних порід-колекторів палеогенових відкладів Українських Карпат. *Нафта і газ України. Матер. Міжнар. наук.-практ. конф.* Івано-Франківськ, 1, 116.

90. Попп, І., Гавришків, Г., Гаєвська, Ю., Кохан, О., Мороз, П. (2014) Мінералогічні та геохімічні індикатори умов формування крейдово-палеогенових відкладів Карпато-Чорноморського сегмента океану Тетис. *Мінералогічний збірник*, 64(2), 151-167.
91. Попп, И.Т., Килын, И.В. (2002) Влияние литогенетических и тектонических факторов на формирование пород-коллекторов разного типа в эоцен-олигоценых отложениях Внутренней зоны Предкарпатского прогиба *Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. К созданию общей теории нефтегазоносности недр: Матер. 6-й Междунар. конф.* Москва ГЕОС, 115–118.
92. Попп, І.Т. (2005) Окремі аспекти проблеми літогенезу нафтогазоносних відкладів крейдово-палеогенового флішового комплексу Передкарпатського прогину та Українських Карпат. Частина 1. Седиментогенез і постседиментаційні перетворення. *Геологія і геохімія горючих копалин..* 3–4, 43–59.
93. Портнягина, Л.А., Совчик, Я.В. (1968) Новые данные о палеоценовом возрасте яремчанских слоев. *Проблемы нефтегазоносности УССР*, 14, 51-53.
94. Прошляков, Б.К (1990) Нефтегазоносность и принципы прогнозирования пород-коллекторов на больших глубинах. В *Породы-коллекторы на больших глубинах.* (с. 4-11) Москва: Наука
95. Райхер, Л.Д. (1961) Методика и результаты сейсморазведочных работ во внешней зоне Предкарпатского прогиба и на юго-западной окраине Русской платформы. В *Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых.* (с. 283-292) Москва: Гостоптехиздат
96. Рухин, Л. Б.(1953, 1969) *Основы литологии.* 1-е изд. Ленинград: Гостоптехиздат, 672 с.; 3-е изд. Ленинград: Недра, 703 с.
97. Самвелов, Р.Г. (1995) Залежи углеводородов на больших глубинах: особенности формирования и размещения. *Геология нефти и газа*, 9, 5-15.

98. Селли Р.Ч. (1989) *Древние обстановки осадконакопления*. Москва: Недра 293с.
99. Сенин, Б., Леончик, М., Афанасенков, А., Пешкова И. (2013) Перспективы нефтегазоносности российского континентального шельфа. *Деловой журнал Neftegaz.RU*, 6, 18-23
100. Сеньковський, Ю.М., Гаєвська, Ю.П., Гавришків, Г.Я., Семенюк, М.В. (2004) До літології псефіто-псамітолітових модулів палеогену фенових побудов Карпатського седиментаційного басейну. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 4, 27-38.
101. Сеньковский, Ю.М., Колтун, Ю.В., Григорчук, К.Г., Гнідець, В.П., Попп, І.Т., Радковець, Н.Я. (2012а). *Безкисневі події океану Тетис. Карпато-Чорноморський сегмент*. Київ: Наук. думка, 181 с.
102. Сеньковський, Ю.М., Колодій, В.В., Бойко, Г.Ю. (2004) *Карпатська нафтогазоносна провінція*. Львів-Київ: ТОВ „Український видавничий центр”, 390 с.
103. Сеньковський, Ю.М, Григорчук, К.Г, Гнідець, В.П, Колтун, Ю.В, Попп, І.Т, Радковець, Н.Я, Мороз, М.В., Мороз, П.В., Ревер, В.Б., Ревер, А.О., Баландюк, Л.В., Кохан, О.М., Гаєвська Ю.П., Гавришків Г.Я., Кошіль Л.Б. (2016). Геолого-палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетис. *Геодинаміка*, 21 (2), 84–100.
104. Сеньковський, Ю.М, Григорчук, К.Г, Колтун, Ю.В, Гнідець, В.П, Радковець, Н.Я., Попп, І.Т, Мороз, М.В., Мороз, П.В., Ревер, А.О., Гаєвська, Ю.П., Гавришків, Г.Я., Кохан, О.М., Кошіль, Л.Б. (2018). *Літогенез осадових комплексів океану Тетис. Карпато-Чорноморський сегмент*. Київ: Наук. думка, 158 с.
105. Славин, В.И. (1956) Древние этапы развития и тектоническое районирование Карпат *Тр. Сов. по тектонике альпийских геосинклинальных областей юга СССР* Изд-во АН Азербайджанской ССР, 18-26.

106. Смоляк, В.Й. (2000) *Звіт про геолого-екологічні дослідження масштабу 1:200000 Чернівецької групи листів М-35-XXXII, XXXII, -XXXIV, L-35-II за 1994-2000рр.* Львів: ФЛГРЕ.
107. Ступка, О.С. (1986). *Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии.* Киев: Наук. думка, 222 с.
108. Субботин, С.И.(1955) *Глубинное строение Советских Карпат по данным геофизических исследований.* Киев. Изд-во АН УССР. 258 с.
109. Темнюк, Ф. П.(1959) Литолого-фациальные изменения отложений палеогена в северо-западной части восточных Карпат. В *Геология и нефтегазоносность Советских Карпат*, 1, 68-74
110. Темнюк, Ф.П. (1963) Кореляція палеоценових та еоценових відкладів в Українських Карпатах. *Геол. Журнал*, 23(3), 100-107.
111. Томкина, А.Л. (1990) Покрышки и геостатические системы. В *Породы-коллекторы на больших глубинах.* (сс. 117-123) Москва: Наука.
112. Утробин, В.Н., Линецкая, Л.В. (1973) Основные особенности тектонического строения и история развития Карпатской складчатой геосинклинальной системы в свете тектоники плит. *Тезисы докл. респ. совещания "Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР"*, 4(1), 26-28.
113. Утробин, В.Н. (1958) Особенности тектонического строения Внешней зоны Предкарпатского прогиба. *Геол. Сб. Львов. Геол. об-ва*, 5-6, 25-41
114. Федюшин, В.О. (Гол. ред.) (1998). *Атлас родовищ нафти і газу України. Том IV Західний нафтогазоносний регіон.* Львів: Центр Європи, 328 с.
115. Хаин, В.Е. (2000) Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины. *Геотектоника*, 6, 3-14.
116. Холодов, В.Н., Дементьева, О.Ф., Петрова, Р.Н. (1985) Проблема формирования вторичной пористости в песчаных коллекторах элизионных бассейнов. В *Коллекторские свойства пород на больших глубинах.* (сс.13-25) Москва: Наука.

117. Червонский, М.И. (1964) О строении и перспективах нефтегазоносности юго-восточной части внешнего Предкарпатья. *Разведка и охрана недр*, 5, 11-14
118. Шакин, В., Буров, В., Вялов, О., Глушко, В., Круглов, С., Петрашкевич, М., Темнюк, М. (1976). *Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих территорий* 1: 200 000. Киев: Геология.
119. Шванов, В.Н. (1987) *Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов)*. Ленинград: Недра, 269с.
120. Шлапінський, В. Є. (2015) *Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності*. Автореф. дис. канд. геол. наук НАН України. Львів. 24с.
121. Шлапінський, В., Кузовенко, В., Крупський, Ю., Харченко, М. (2006) Перспективи пошуків покладів вуглеводнів у Скибовій зоні Карпат. *Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат*: тези доп. Львів, С. 239–241.
122. Alth, A. (1918) Pogląd na źródła solne i naftowe tudzież na warzelnie soli kuchennej w Galicji i Bukowinie. Kraków *Czas. górń. – hutn.*, 3, 1-18; 4, 9-18.
123. Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E., (1985) COMFAN: Needs and Initial Reports. In *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. eds. New York. Springer-Verland. P.8-11
124. Bujalski, B (1923) Wyniki badań geologicznych w Karpatach Wschodnich. Lwow. *Kosmos*, 27, 637-638, M-35-XXV, XXXI
125. Cizancourt, H. (1931) Geology of oil Fields of Polish Carpathian Mountains. Tusla, Oklahoma. *Bull, Amer.Petrol.Geol*, 15(1), 1-40
126. Czarnocki, S. (1937) *Złoża surowców mineralnych w Polsce. Surowce energetyczne*. Lwow. *Prz.chem.*, R.1, s.101
127. Csontos, L., Vörös, A., (2004) Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 210, 1-56.

128. Dickinson, W.R., Valloni, R. (1980) Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins. In *Geology*. 8, 82-86.
129. Friedberg, W. (1923) *Zasady geologii*. Warszawa, M. Arcta, s.1-367.
130. Golonka, J.(1991) Exploration application of paleogeographic reconstruction and paleoclimatic modeling maps. *AAPG Bulletin*, 75(3), 583
131. Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, K., Marko, F., Oszczypko, N., Ślaczka, A., (2006). Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. In: Golonka J., Picha F.J. (Eds.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources. The American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Oklahoma, 11-46.
132. Haequet, B. (1794) Haequet's neuste physikalisch-politische Reisen in den Jahren 1788 bis 1795 durch die Dacischen und Sarmatischen oder Nördlichen Karpathen. *Dritten Teil*. Nürnberg, 82-247.
133. Hecker, J. (1900) Das Bergoelin in Galizien. *Naphtha*, 8, 240-242
134. Hoyer, H. (1927) Fauna dyluwialna Polski. Lwow. *Kosmos*, ser.B, R. 62, z.3, s.181-210
135. Kluk, K. (1781) O rzeczach kopalnych w ci, o wodach, solach, ciach ziemnych i ziemiach. – Warszawa, T. 1.
136. Kurovets, S.S., Mayevskyy, B.Y., Zderka, T.V., Yarema A.V. (2017) Lithogenetic fracturing of paleogene reservoir-rock of the precarpathian depression. *16th International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects. EAGE*.
137. Paul, C.M. (1876) Grundzüge der Geologie der Bukovina In *Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanst*, Wien, Bd. 26
138. Paul, K. M., Tietze, E. (1877) *Studien in der Sandsteinzone der Karpathen*. Ibid. 27, 130p.
139. Pazdro, Z (1929) Elementy i geneza tektoniki Europy. Lwow. *Kosmos*, ser.B, s.119-143
140. Porębski, S.I. (1999), Środowisko depozycyjne sukcyj nadewaporatowej w rejonie Kraków Brzsko (Zapadlisko Przedkarpacie). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168, 97–118.

141. Potter, P.E. (1984) South American modern beach sand plate tectonics. In *Nature*, 311, 645-648.
142. Rogala, W. (1925) Nouvelles donnees pour la stratigraphie du flysh karpatique. Warszawa-Borysław. *Mem. I Réun. Ass. Karpat*, 95-103.
143. Samsonowicz, I (1955) O górnym prekamrze (ryfeju) w Polsce. Warszawa Komunicat wygłoszony 20.VI.1955 na posiedzenni III Wydziału PAN. *Przegląd. Geol.* Z.10
144. Siemiradzki, J (1921/22) Katalog systematyczny zbiorów paleontologicznych Muzeum im. Dzieduszyckich we Lwowie. Foraminifera. *Rozpr. Muz. Dzieduszyckich*, Lwów VII-VIII, 32-54
145. Stow, D.A.W., Howell, D.G., Nelson, C.H., (1985) Sedimentary, Tectonic and sea-Level Controls. In *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. eds. New York. Springer-Verland. P.23-28.
146. Świdziński, H. (1934) Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Warszawa. *Spraw. P.I.G.* 8(1), 75-199
147. Swiderski, B.(1934) Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysh. *Prz.geogr.*, Warszawa XIV, 1-40
148. Sykst, E. (1617) – *O Cieplicach we Skle Książ Troie. Zamość.*
149. Teisseyre, H. (1928) Mapa powierzchni szczytowej Karpat i ich przedmurza. *Pol.Przegl.Kartograf.* Lwow. 3, 129-132
150. Teisseyre, W. (1921) Zarys tektoniki porównaczej Podkarpacia. Lwow. *Kosmos.* 46(II-III), 242-474.
151. Tokarski, J., Kamiński, M., Pazdro, Z., Smulikowski, K., Turnau, M. (1934) Pasma gór Czywczyńskich. Kraków. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 10, 1-351.
152. Tołwiński K. Wutzen E. (1939) *Karpaty wschodnie. Mapa geologiczna.* Warszawa-Borysław-Lwow. Karp.Inst.Geol.Naft. M-34; M-35.
153. Vacek, M. (1881) Beitrag zur Kenntniss der mittelkarpathischen Sandsteinzone. Wien, *Jahrb.d.K.K.geol.Reichsanstalt.* Bd.31
154. Yarema, A.V., Kurovets, S.S., Zderka, T.V., Maniuk, M.I. (2018) About hydrocarbon potential of the north-western part of the Carpathian foredeep basin.

17th International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects. EAGE.

155. Zapalowicz, H. (1886) Eine geologische Skizze des Ostlichen Teiles der Pokutisch-marmaroscher Grenzkarpathen. Wien, *Jahrb.d.K.K.geol.Reichsanst.* Bd.36.
156. Zeh, J. (1889) Pierwsze objawy przemysłu naftowego w Galicji. *Czasopismo towarzystwa aptekarskiego*, 18(12), 201 –205.
157. Zuber, R. *Flisz i nafta*. Lwow. 1918. 381s.

ДОДАТОК

Монографія:

1. Сеньковський Ю.М., Григорчук К.Г., Колтун Ю.В., Гнідець В.П., Радковець Н.Я., Попп І.Т., Мороз М.В., Мороз П.В., Ревер А.О., **Гавришків Г.Я.**, Гаєвська Ю.П., Кохан О.М., Кошіль Л.Б. Літогенез осадових комплексів океану Тетис. Карпато-Чорноморський сегмент. – Київ: Наук. думка, 2018. – 158 с. *(Особистий внесок: написаний розділ, що стосується мезопелагічної седиментації відкладів палеоцену Карпатського сегменту)*

Статті у наукових фахових виданнях:

1 Сеньковський Ю.М., Гаєвська Ю.П., **Гавришків Г.Я.**, Семенюк М.В. До літології псефіто-псамітолітових модулів палеоцену фенових побудов Карпатського седиментаційного басейну // Геологія і геохімія горючих копалин, № 4, 2004. – С. 27–38. *(Особистий внесок: написана частина, що стосується седиментації відкладів палеоцену Карпатського сегменту)*

2 **Гавришків Г.**, Гаєвська Ю., Жуков С., Попп І. Глинисті мінерали палеоцен-еоценових теригенних порід Скибової зони Українських Карпат (за даними дифрактометричного аналізу) // Мінералогічний збірник, вип.1, №57, 2007. – С. 93–101. *(Особистий внесок: написана частина, що стосується палеоцену Карпатського сегменту)*

3 **Гавришків Г.** Петрографія палеоценових відкладів "екзотичних скель" Скибової зони Українських Карпат // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерогенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. 2008. – С. 67–69

4 **Гавришків Г.**, Жуков С. Мінералогія і геохімія піскуватих конкрецій ямненської світи палеоцену Українських Карпат // Мінералогічний збірник, вип.1, №59, 2009. – С. 75–82. *(Особистий внесок: написана частина тексту, проаналізована аналітична частина, графіка)*

5 Попп І., **Гавришків Г.**, Гаєвська Ю., Кохан О., Мороз П. Мінералогічні та геохімічні індикатори умов формування крейдово-палеогенових відкладів Карпато-Чорноморського сегмента океану Тетис // Мінералогічний збірник, вип.2, №64, 2014. – С. 151–167. *(Особистий внесок: написана частина, що стосується палеоцену Карпатського сегменту)*

6 Сеньковський Ю.М., Гнідець В.П., Григорчук К.Г., Колтун Ю.В., Попп І.Т., Радковець Н.Я., Мороз М.В., Мороз П.В., Ревер В.Б., Ревер А.О., Баландюк Л.В., Кохан О.М., Гаєвська Ю.П., **Гавришків Г.Я.**, Кошіль Л.Б. Геолого-палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис // Геодинаміка. №2(21), 2016. – С. 84–100. *(Особистий внесок: написана частина, що стосується седиментації відкладів палеоцену Карпатського сегменту)*

Матеріали і тези доповідей:

7 **Гавришків Г.**, Попп І. Піщані конкреції в палеоценових пісковиках ямненської світи Українських Карпат // Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі ХХІ століття: Тези доп. наук. конф., присвяченої 60-річчю геол.фак-ту ЛНУ ім. І. Франка. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – С. 22–23.

8 Сеньковський Ю., Попп І., **Гавришків Г.**, Шаповалов М., Семенюк М., Жуков С. Петрографія палеоценових скель давноруської фортеці Тустань на Сколівщині // Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат: Тези доп. Міжнарод. наук. конф. до 100-річчю від дня народження член-кор. НАН України М. Р. Ладиженського та 55-річчя ІГГГК НАН України. – Львів, 2006. – С. 207–209.

9 Попп І., **Гавришків Г.**, Гаєвська Ю., Жуков С. Седиментологічні та літолого-геохімічні особливості палеогенових відкладів північно-західної частини Скибової зони Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин: Тези доп. Міжнар. наук. конф. до 60-річчя Інституту. – Львів, 2011, С. 146–147.

10 **Гавришків Г.** Палеоокеанографічні умови осадкоутворення палеоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат // IX – Наукова конференція молодих вчених та спеціалістів ІГГК НАН України. – Львів, 10-11 Жовтня 2013. – С. 11–12.

11 Гаєвська Ю., **Гавришків Г.** Умови седиментогенезу палеогенового флішу Передкарпатського прогину (за резул геохіміч досліджень) // IX – Наукова конференція молодих вчених та спеціалістів ІГГК НАН України. Львів 10-11 Жовтня 2013. – С. 17–18.

12 Попп І., **Гавришків Г.**, Гаєвська Ю., Кохан О., Мороз П. Мінералогічні та геохімічні індикатори умов формування крейдово-палеогенових відкладів Карпато-Чорноморського сегмента океану Тетис // Мінералогенія: сьогодні і майбутнє: Матеріали восьми наукових читань ім. акад. Євгена Лазаренка. Львів, 2014. – С. 136–137.

13 Гаєвська Ю., **Гавришків Г.** Палеоокеанографічні та седиментологічні умови формування палеоцен-еоценових відкладів псамітолітів Карпатського сегменту океану Тетис // Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції: Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, відня мор. геології та осад. рудоутворення. 2014. – С .28.

14 **Гавришків Г.Я.**, Гаєвська Ю.П., Попп І.Т. Палеоокеанографічні умови утворення палеоцен-еоценових відкладів північної частини континентальної окраїни Карпатського сегменту океану Тетис // Новітні проблеми геології: Матеріали науково-практичної конференції пам'яті В.П.Макридіна. Харків: 27-28 травня 2016. – С .9–10.

15 Гаєвська Ю., **Гавришків Г.** Акцесорні мінерали як індикатори умов утворення палеоцен-еоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин: Тези доповідей Міжнародної наукової конференції до 100-річчя від дня народження академіка Г.Н. Доленка. Львів 2017. – С. 39–40.