

**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

**ЧЕРЕМІССЬКА ОКСАНА МИРОСЛАВІВНА**

УДК 550.41: 552.14(477.8)

**ДИСЕРТАЦІЯ**

**«Літогеохімія стебницьких відкладів нижнього міоцену Передкарпатського  
прогину»**

Спеціальність 04.00.02 – геохімія

Дисертація на здобуття наукового ступеня  
кандидата геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,  
результатів та текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.

\_\_\_\_\_ О.М. Черемісска

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

Львів – 2019 рік

## АНОТАЦІЯ

Черемісська О. М. Літогеохімія стебницьких відкладів нижнього міоцену Передкарпатського прогину. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня кандидата геологічних наук (доктора філософії) за спеціальністю 04.00.02 «Геохімія». – Інститут геології і геохімії горючих корисних копалин НАН України, Львів, 2019.

Дисертація присвячена літолого-геохімічним дослідженнями моласової товщі стебницької світи нижнього неогену Передкарпатського прогину, яка розглядається нами як нашарування, які формувалися в контрастному геохімічному середовищі.

Відклади стебницької світи представлені двома літолого-фаціальними комплексами: вирвинським і надвірнянським. Перший поширений на північному заході досліджуваної території, залягає на розмитій поверхні воротищенської світи, а другий – на південному сході і зберігає успадкований характер осадконагромадження з добротівською світою.

Відклади стебницької світи представлені такими породами як: конгломерати, гравеліти, пісковики, алевроліти, глини, мергелі, вапняки, гіпси та сольові брекчії. Найбільша роль в будові світи належить пісковикам, алевролітам і глинам.

Параметри геохімічного середовища, літолого-фаціальні особливості відкладів стебницької світи та кореляційні побудови дали змогу розчленувати осадову товщу стебницької світи на три основні підсвіти: нижню, середню та верхню. В межах верхньостебницької підсвіти встановлено безперевний горизонт монтморилонітових глин, який перекривається соленосними відкладами, зафіксована стрімка зміна геохімічного середовища та формування геохімічного бар'єру.

Відклади нижньої підсвіти вирвинського-літолого-фаціального комплексу формувались в середовищі, яке тяжіє до кислого та нейтрального (рН  $\sim 7,25$ ), середньої підсвіти – у лужнішому (рН  $\sim 7,5$ ), у верхній підсвіті зафіксовано

мінливіше середовище мінералоутворення; до горизонту монтморилонітових глин практично всі заміри рН відповідають лужному середовищу і коливаються в межах 8,2–8,3.

Надвірнянський літолого-фаціальний комплекс характеризується контрастним середовищем літогенезу та стрімкою фаціальною мінливістю в межах близьких розрізів, розміщених вхрест простягання до Передкарпатського прогину. Встановлено 24 стратиграфічні рівні рудної мінералізації, для кожного рівня проведені заміри рН та Eh, які коливаються в діапазоні: рН від 7,25 до 8,2 і Eh від 140 до 240  $\mu\text{V}$ . Окремий 25-й стратиграфічний рівень виділено на підставі встановленого регіонального поширення горизонту монтморилонітових глин, які можуть служити ідеальним стратиграфічним корелятивом.

Геохімічні параметри середовища осадоагромадження для стебницьких нашарувань, виміряні для проб з характерною мінералізацією 24 рудних рівнів і згідно замірів коливаються в діапазоні: рН від 7,25 до 8,2 і Eh від 140 до 240  $\mu\text{V}$ .

Досліджено алотигенні та аутигенні мінерали стебницької світи, виявлено мінерали, які раніше не знаходили дослідники в складі порід цієї товщі та встановлено зміну геохімічного середовища впродовж літогенезу на основі постедиментаційних змін у вивчених мінералах.

Серед аутигенних мінералів найпоширенішими є рудні епігенетичні утворення які, як правило, характеризуються рядом: пірит – халькопірит – борніт – сфалерит – халькозин – в'юрцит (грінокіт) – марказит.

Малахітова мінералізація, яка розвинена по денній поверхні пісковиків стебницької світи і перетинаючих їх тектонічних тріщин виконує роль підстеляючого екрану, який проявляється наявністю густої вкрапленості мінералів міді та поступовою зміною мінерального складу над екраном: халькопірит – борніт – халькозин.

Встановлено, що у ранньостебницький час на північному заході існувало крупне підняття з різкоамплітудним рельєфом та густою гідросіткою. Область осадоагромадження в південно-східному напрямку являла собою мілководний

басейн, в якому нагромаджувались річкові алювіальні товщі в аридному кліматі ( $pH \geq 8$ ).

Досліджені динамічні деформації, викликані живими організмами в осадах седиментогенного і ранньодіагенетичного періодів, показали, що відклади стебницької світи нижнього міоцену формувалися на широкому просторі прибережної смуги басейну седиментації в зоні аридного клімату, з достатньою пластичністю підстелюючих верств порід після недавнього седиментогенезу.

Відклади підсольової вулканогенно-осадової частини розрізу характеризуються значним розвитком процесів монтморилонізації та цеолітоутворення, які відбувалися за рахунок вулканогенно-осадового матеріалу і подальших його трансформацій внаслідок дифузійного метасоматозу. Утворення цеолітів та монтморилоніту вказує на симетрію геохімічного середовища у товщі як по вертикалі так і по латералі.

Аналіз та інтерпретація одержаних мінералого-геохімічних даних свідчить, що структурно-літологічний контроль метасоматичних перетворень поверхневих сольових і вуглеводневих проявів, встановлених у верхньостебницькій підсвіті, визначався умовами інфільтраційного і елізійного режиму підземних вод, міграційними особливостями вуглеводнів та їх фракціонуванням в процесі мінералоутворення. Ці процеси зафіксовані в районі сіл Лисовичі та Підливче наявністю покладів легкої нафти у результаті її міграції через вулканогенно-осадові відклади стебницької світи, збагачені природними молекулярними фільтрами – монтморилонітом і цеолітами.

**Наукова новизна** отриманих в даній роботі результатів викладена в ключових положеннях, які показують, що автором було **унерше** встановлено:

- зміну геохімічного середовища під час літогенезу нижньоміоценових відкладів та виявлені досі не встановлені мінерали в складі порід цієї товщі за даними геохімічних досліджень мінералів;
- геохімічні бар'єри – межі переходу строкатоколірних відкладів в соленосні на основі літологічних та геохімічних досліджень

стратотипових розрізів надвірнянського літолого-фаціального комплексу;

- безперервне регіональне поширення верстви монтморилонітових глин, яка є маркуючим стратиграфічним горизонтом в розрізі стебницької світи надвірнянського літолого-фаціального комплексу;
- вплив структурно-літологічних чинників та геохімічного середовища на метасоматоз нижньоміоценових відкладів, спричинений поверхневими сольовими і вуглеводневими проявами.

Дослідженнями були охоплені нижньоміоценові відклади Передкарпатського прогину, що дало можливість для цієї обширної території отримати результати, які мають **практичне значення**. Зокрема, були виявлені геохімічні бар'єри у відкладах нижнього міоцену, які можуть служити локальними флюїдотривами, та виокремлено маркувальні горизонти монтморилонітових глин, що дозволить по-новому оцінити тектонічну ситуацію в межах Передкарпатського прогину.

*Ключові слова:* Передкарпатський прогин, міоцен, геохімічне середовище, епігенетичні перетворення, рудна та нерудна мінералізація, геохімічні бар'єри.

## SUMMARY

Cheremisska O. M. Litho-geochemistry of the Lower Miocene Stebnyk deposits of the Carpathian Foredeep. – Qualifying scientific work on the rights of the manuscript.

Thesis for the degree of a candidate of geological sciences (doctor of philosophy) in specialty 04.00.02 «Geochemistry». – Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, 2019.

The dissertation is devoted to the lithologic-geochemical research was performed for the molasse strata of the Stebnyk suite of Lower Neogene of the Carpathian Foredeep, which is considered by us as deposits, which were formed in a contrast geochemical environment.

Deposits of the Stebnyk suite are represented by two lithologic-facial complexes: the Vyrvynsky and Nadvirnyansky. The first one occurs in the northwest of the investigated area, lies on the eroded surface of the Vorotyshcha suite, and the second one – in the southeast and preserves the inherited nature of the sediment accumulation with the Dobrotiv suite.

Deposits of the Stebnyk suite are represented by the following rocks: conglomerates, gravelites, sandstones, siltstones, clays, marls, limestones, gypsum and salt breccia. The main role in the structure of the suite belongs to sandstones, siltstones and clays.

The parameters of the geochemical environment, the lithologic-facial features of the deposits of the Stebnyk suite and the correlation sections made it possible to dissociate the sedimentary succession of the Stebnyk suite into three main sub-suites: Lower, Middle and Upper. Within the Upper sub-suite the continuous horizon of montmorillonite clay, covered with salt-bearing ones, has been established, an abrupt change of the geochemical environment and the formation of a geochemical barrier are observed.

The deposits of the Lower sub-suite of the Vyrvynsky lithologic-facial complex were formed in an environment that tends to acidic and neutral ( $\text{pH} \sim 7.25$ ), the Middle sub-suite - in alkaline one ( $\text{pH} \sim 7.5$ ) while in the Upper sub-suite a more variable mineral-forming environment is observed; up to the montmorillonite clay horizon practically all pH measurements correspond to alkaline environment and range from 8.2 to 8.3.

Nadvirnyansky lithologic-facial complex is characterized by a contrast environment of lithogenesis and rapid facial variability within the boundaries of closely located sections across the Carpathian Foredeep. 24 stratigraphic levels of ore mineralization have been established and pH and Eh measurements for each level have been made, which vary in the range of: pH from 7,25 to 8,2 and Eh from 140 to 240  $\mu\text{V}$ . Separate 25th stratigraphic level is allocated on the basis of the established regional occurrence of montmorillonite clay horizon, which can serve as an ideal stratigraphic correlate.

Geochemical parameters of depositional environments for the Stebnyk suite have been measured for samples with characteristic mineralization of 24 ore levels and

according to the measurements vary in the range of: pH from 7.25 to 8.2 and Eh from 140 to 240  $\mu$ V.

Allothigenic and authigenic minerals of the Stebnyk suite have been investigated, new minerals have been found in the rocks of this succession and the change of the geochemical environment during the lithogenesis has been determined on the basis of post-sedimentary changes in the studied minerals.

Among the authigenic minerals, the most common are ore epigenetic formations which are usually characterized by a range: pyrite - chalcopyrite - bornite - sphalerite - chalcosin - wurtzite (grynokite) - marcasite.

Malachite mineralization, which is developed on the surface of sandstones of the Stebnyk suite and intersecting them tectonic fractures, acts as a subtitle screen, which is manifested by the presence of dense impregnation of copper minerals and the gradual change in the mineral composition above the screen: chalcopyrite - bornite - chalcosin.

It was established that in the early-Stebnyk time in the northwest there was a large elevation with a high-amplitude relief and a dense river net. The area of sediment accumulation in the south-easterly direction was a shallow basin in which the river alluvial strata were accumulated in the arid climate ( $\text{pH} \geq 8$ ).

The investigated dynamic deformations caused by living organisms in sediments during depositional and early diagenetic periods showed that the deposits of the Stebnyk suite of the Lower Miocene were formed on a wide area of the coastal zone of the sedimentary basin in the arid climate zone, with sufficient plasticity of the underlying rocks after recent sedimentogenesis.

Deposits of the under-salt volcanic-sedimentary part of the sequence are characterized by significant development of processes montmorillonization and zeolite formation, which arose due to volcanic-sedimentary material and its subsequent transformations due to diffusion metasomatism. Formation of zeolites and montmorillonite points to the symmetry of the geochemical medium in the sequence both vertically and laterally.

The analysis and interpretation of the obtained mineralogical and geochemical data shows that the structural and lithological control of metasomatic transformations of

surface salt and hydrocarbon occurrences, established in the Upper Stebnyk sub-suite, was determined by the conditions of infiltration and elusive regime of groundwater, migration-emigration features of hydrocarbons and their fractionation in the process of minerals' formation. These processes are recorded, in particular, in the villages of Lisovychi and Pdlyvche, due to the presence of light oil accumulations as a result of its migration through volcanogenic-sedimentary deposits of the Stebnyk suite, enriched with natural molecular filters - montmorillonite and zeolites.

*The scientific novelty* of the results obtained in this work is represented in the following key positions, which show that the author was *first installed*:

- change of geochemical environment during the lithogenesis of the Lower Miocene deposits and new minerals have been found in the rocks of this sequence;
- geochemical barriers - the boundaries of the transition of multicolored deposits into the salt-bearing ones based on lithological and geochemical studies of stratotypic sections of the Nadvirnyansky lithologic-facial complex;
- continuous regional distribution of the montmorillonite clay strata, which is a marking stratigraphic horizon in the section of the Stebnyk suite of the Nadvirnyansky lithologic-facial complex;
- the influence of structural and lithological factors and geochemical environment on the metasomatism of the Lower Miocene deposits caused by surface salt and hydrocarbon manifestations occurrences has been established.

The investigations covered the Lower Miocene deposits of the Carpathian Foredeep, which made it possible for this vast territory to obtain the results of *practical significance*. In particular, the geochemical barriers in the Lower Miocene sediments that could serve as local fluid seals and the marking horizons of montmorillonite clays were identified, which would allow a new estimate of the tectonic situation within the Carpathian Foredeep.



*Key words:* Carpathian Foredeep, Miocene, geochemical environment, epigenetic transformations, ore and nonmetallic mineralization, geochemical barriers.

## ПЕРЕЛІК ПРАЦЬ, ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

### *Статті у наукових фахових виданнях*

1. **Петруняк О. М.**, Яремчук Я.В. Особливості мінерального складу міоценових глин стебницької світи Українських Карпат // Мін. Зб., вип. 1, № 62, 2012. – С. 209–214. *(Охарактеризовано мінеральний склад глинистих відкладів стебницької світи нижнього міоцену).*
2. Петруняк М.Д., Череміський Ю.В., **Череміська О.М.** Механічний вплив живих організмів на седиментогенні утворення та геохімічне середовище мінералоутворення // Зб. наукових праць ІГН НАН України, вип.5, 2012. – С. 145–148. *(Написана частина статті, що стосується міоценових відкладів, охарактеризовано особливості порід та геохімічне середовище мінералоутворення).*
3. Петруняк М. Д., Петруняк Г. М., **Череміська О.М.**, Череміський Ю. В. Текстури поверхонь наверствувань в осадовій товщі неогену Передкарпатського прогину // Вісник Дніпропетровського Університету, вип. 24, № 2, 2016. – С. 98–105. *(Систематизовано знахідки атмогліфів та інших текстурна поверхнях наверствувань міоценових відкладів в межах Передкарпатського прогину).*
4. **Cheremisska O.M.**, Yu. Cheremissky Lithofacial and paleogeographic analysis of the Burdigallian-Langhian formations of the Ukrainian Carpathian Foredeep // Journal of Geology, Geography and Geocology, v. 20, № 1, 2019. – С. 19–28. *(Охарактеризовані літолого-фаціальні та палеоокеанографічні особливості міоценових теригенних відкладів Передкарпатського прогину та зроблено висновок про умови їх утворення).*
5. **Череміська О.М.**, Череміський Ю.В., Петруняк Г.М., Петруняк М.Д. Структурно-літологічний контроль метасоматозу, поверхневих сольових і вуглеводневих проявів в Скибових Карпатах та Передкарпатському прогині // Wschodnioeuropejskie Czasopismo Naukowe (East European Scientific Journal), v. 45, № 5, 2019. – С. 4–9. *(На основі спільних аналітичних досліджень проведено*

*моделювання процесу перерозподілу мінеральної речовини та метасоматичного заміщення в породах міоценового комплексу).*

### **Тези доповідей**

1. **Петруняк О.М.** Відбілюючі глини Прикарпаття. У: Матеріали Всеукраїнської студентської наукової конференції – Дніпропетровськ-Кривий Ріг, 2009. – С. 5–7.
2. **Петруняк О.М.** До літології глин стебницьких відкладів міоцену Покутсько-Буковинської зони Передкарпатського прогину (басейн верхньої течії р. Прут). У: Київський національний університет ім. Т.Шевченка. Геологічний факультет, Київ, 2010. – С. 18–19.
3. **Петруняк О. М., Яремчук Я.В., Жукова С.А.** До мінералогії глин стебницької світи південно-східної частини Карпатської нафтогазоносної провінції. У: Геологія і геохімія горючих копалин, № 1-2, 2011. – С. 138.
4. **Череміська О.М.** Геолого-палеоокеанографічні аспекти формування відкладів стебницької світи Карпатського сегменту Паратетису. У: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції, Україна, Київ, 2012. – С. 112.
5. Петруняк М.Д., Череміський Ю.В., **Череміська О.М.** Динамічний вплив живих організмів на седиментогенні утворення та геохімічне середовище мінералоутворення. У: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції, Київ, 2012. – С. 74.
6. Петруняк М.Д., **Череміська О.М.** Аутигенні мінерали осадового циклу в Передкарпатті, їх зональний розподіл та стадійність їх формування. У: Зб. наукових праць, Київ, 2013. – С. 276–280.
7. **Черемисская О.М., Черемисский Ю.В.** Геолого-структурные и палеогеографические аспекты формирования отложений стебникской свиты Предкарпатского прогиба. У: Материалы VII Всероссийского литологического совещания, Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2013. – С. 251–254.
8. **Череміська О.М.** Літологічне розчленування стебницьких наверствувальних нижнього міоцену Передкарпатського прогину. У: Львів, ІГГК НАНУ, 2013. – С. 45–47.

9. Петруняк Г.М., **Черемисская О.М.** Органическое вещество континентальных геогенераций. У: Кадастр недвижимости и мониторинг природных ресурсов: 4-я Всероссийская научно-техническая интернет-конференция, Тула: ТулГУ, 2014. – С. 82–83.
10. Петруняк Г.М., **Черемісська О.М.**, Черемісський Ю.В. Вуглеводневий метасоматоз геогенерацій у зв'язку з геодинамічними процесами в Карпатській нафтогазоносній провінції. У: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції, Київ, 2014. – С. 65.
11. Петруняк Г.М., Петруняк М.Д., **Черемисская О.М.**, Черемисский Ю.В. О наппизме, солёности и углеводородах Береговой скибы Карпат района поселка Делятин. У: Кадастр недвижимости и мониторинг природных ресурсов: 5-я Всероссийская научно-техническая интернет-конференция, Тула: ТулГУ, 2015. – С. 203–212.
12. Черемісський Ю., **Черемісська О.**, Петруняк Г., Петруняк М. Структурно-літологічний контроль метасоматозу поверхневих сольових та вуглеводневих проявів у Скибовій зоні Карпат і Передкарпатському прогині. У: Матеріали 10-х наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка, Україна, Львів, 2016. – С. 105–107.
13. Петруняк М.Д., Петруняк Г.М., **Черемісська О.М.**, Черемісський Ю.В. Палеоіхнологічні відбитки неогенового комплексу Передкарпатського прогину. У: Збірник матеріалів міжнародної науково-практичної конференції «Сучасні технології та особливості видобутку, обробки і використання природного каміння, Київ, 2016. – С. 21–25.
14. **Черемісська О.**, Ціж Н., Петруняк М. Літологічна характеристика відкладів бурдигал-лангійського часу Карпатського сегменту Паратетису. У: Геологія і геохімія горючих копалин, 1-2(170-171), 2017. – С. 180–182.
15. **Черемісська О.М.**, Черемісський Ю. В. Геолого-палеоокеанографічні та геодинамічні аспекти формування відкладів бурдигал-лангійського часу Карпатського сегменту Паратетису. У: Геологія і геохімія горючих копалин, 2018. – С. 113–115.

## ЗМІСТ

ВСТУП.....	15
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ МІОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ У ПЕРЕДКАРПАТСЬКОМУ ПРОГІНІ.....	20
1.1. Висновки до розділу 1.....	26
РОЗДІЛ 2. ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГІНУ.....	27
2.1. Геологічна будова.....	27
2.2. Стратиграфія.....	27
2.2.1. Добротівська світа.....	30
2.2.2. Стебницька світа.....	30
2.2.3. Балицька світа.....	33
2.3. Висновки до розділу 2.....	34
РОЗДІЛ 3. МЕТОДИ АНАЛІТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	35
3.1. Фактичний матеріал.....	35
3.2. Методи досліджень.....	35
3.2.1. Гранулометричний аналіз.....	36
3.2.2. Мінералого-петрографічні методи.....	37
3.2.3. Геохімічні методи.....	38
3.3. Висновки до розділу 3.....	40
РОЗДІЛ 4. ЛІТОЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ СТЕБНИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО МІОЦЕНУ.....	41
4.1. Петрографічна характеристика відкладів.....	41
4.2. Геохімія літогенезу вирвинського комплексу.....	50
4.3. Геохімія літогенезу надвірнянського комплексу.....	53
4.3.1. Мінералого-геохімічна та петрографічна характеристика підрівнів нижньостебницької підсвіти.....	59

4.3.2. Мінералого-геохімічна та петрографічна характеристика підрівнів середньостебницької підсвіти.....	65
4.3.3. Мінералого-геохімічна та петрографічна характеристика підрівнів верхньостебницької підсвіти.....	68
4.4. Особливості поширення органічної речовини в нижньоміоценових відкладах.....	74
4.5. Літолого-геохімічна характеристика монтморилонітових глин стебницької світи.....	75
4.5.1. Ренген-дифрактометрична характеристика монтморилонітових глин (туфітів) стебницької світи.....	77
4.5.2. Термічний аналіз монтморилонітових глин стебницької світи.....	89
4.6. Висновки до розділу 4.....	92
<b>РОЗДІЛ 5. ГЕОХІМІЯ МІНЕРАЛОГЕНЕЗУ СТЕБНИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО МІОЦЕНУ.....</b>	<b>94</b>
5.1. Алотигенні мінерали.....	94
5.2. Аутигенні мінерали.....	97
5.3. Особливості поширення рудних мінералів в стебницькій світі та вплив геохімічного середовища на їх епігенетичні перетворення.....	107
5.4. Висновки до розділу 5.....	112
<b>РОЗДІЛ 6. ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ ТА ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ НИЖНЬОМІОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ.....</b>	<b>114</b>
6.1. Палеогеографічні умови.....	114
6.2. Динаміка геохімічного середовища осадоагромадження завдяки тваринному та рослинному світу.....	119
6.2.1. Динамічні деформації живих організмів.....	119
6.2.2. Текстура поверхонь наверстувань відкладів стебницької світи.....	127

6.3. Метасоматоз поверхневих сольових і вуглеводневих проявів нижньоміоценових відкладів .....	132
6.4. Висновки до розділу 6.....	140
ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ.....	142
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	144
ДОДАТОК.....	157

## ВСТУП

**Актуальність теми.** Дослідження відкладів стебницької світи Передкарпатського прогину розпочалося ще наприкінці XVIII століття. За цей час було проведено чимало робіт по даній тематиці: вивчено окремі питання геології, стратиграфії, тектонічної будови, геохімічних, літологічних та мінералогічних особливостей моласових відкладів бурдигал-лангійського віку.

Незважаючи на значний обсяг проведених досліджень, окремі аспекти, які стосуються геохімічного середовища стебницьких відкладів, сформованих в контрастних фізико-хімічних умовах, його еволюція впродовж ранньоміоценового часу, геохімія мінералогенезу порід, геохімічні особливості палеогеографії та постеседиментаційних перетворень стебницької світи, досі залишаються не з'ясованими. Вирішення зазначених питань стало актуальним науковим завданням дисертаційної 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 осадо-породоутворення Карпато-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетіс в аспекті їх нафтогазоносності» (2016-2017 рр.) державний реєстраційний номер 0116U003018; «Геолого-палеоокеанографічні умови седименто-літогенезу нафтогазоносних товщ Карпато-Чорноморського сегменту океану Тетіс» (2015 р.) 0111U002020; «Геологічна палеоокеанографія безкисневих океанських подій в контексті проблеми нафтогазоносності давніх континентальних окраїн (Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетіс)» (2010 р.), державний реєстраційний номер 0106U002032.

**Мета роботи та основні завдання досліджень.**

Метою роботи є вивчення літолого-геохімічних особливостей стебницьких відкладів нижнього міоцену Передкарпатського прогину за результатами

комплексного дослідження порід і мінералів з використанням геохімічних і літологічних методів.

Для досягнення мети були поставлені такі задачі: 1) встановити зміну геохімічного середовища формування осадів та межу переходу строкатоколірних відкладів в соленосні на основі дослідження геохімії літогенезу стебницької світи; 2) виокремити горизонти розвитку монтморилонітових глин в нижньоміоценовій товщі геохімічними та мінералого-петрографічними методами; 3) встановити зміну геохімічного середовища впродовж седиментогенезу, діагенезу, епігенезу та гіпергенезу за мінеральним складом порід стебницької світи; 4) вивчити геохімічні аспекти палеогеографії та дослідити динаміку геохімічного середовища осадонагромадження відкладів в ранньоміоценовий час, пов'язану з життєдіяльністю тваринного та рослинного світу; 5) з'ясувати постседиментаційні перетворення нижньоміоценових відкладів.

*Об'єкт дослідження:* стебницькі відклади нижнього міоцену Передкарпатського прогину.

*Предмет дослідження:* геохімія літогенезу теригенно-глинистих відкладів стебницької світи нижнього міоцену.

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

### **Наукова новизна одержаних результатів.**

#### **Уперше:**

1. За даними геохімічних досліджень мінералів встановлено зміну геохімічного середовища під час літогенезу нижньоміоценових відкладів та виявлені досі не встановлені мінерали в складі порід цієї товщі.
2. На основі літологічних та геохімічних досліджень стратотипових розрізів надвірнянського літолого-фаціального комплексу встановлено геохімічні бар'єри – регіональні горизонти переходу строкатоколірних відкладів в соленосні.



3. Геохімічними та мінералого-петрографічними дослідженнями встановлено безперервне регіональне поширення верстви монтморилонітових глин, яка є маркуючим стратиграфічним горизонтом в розрізі стебницької світи надвірнянського літолого-фаціального комплексу.
4. Встановлено вплив структурно-літологічних чинників та геохімічного середовища на метасоматоз нижньоміоценових відкладів спричиненого поверхневими сольовими і вуглеводневими проявами.

**Практичне значення отриманих результатів.** На основі власних геохімічних досліджень та переінтерпретації існуючих геохімічних, мінералого-петрографічних і седиментолого-палеоокеанографічних даних були виявлені геохімічний бар'єри у відкладах нижнього міоцену, які можуть служити локальними флюїдотривами, та виокремлено маркувальні горизонти монтморилонітових глин, що дозволить по-новому оцінити тектонічну ситуацію в межах Передкарпатського прогину.

**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.

Кам'яний матеріал, який став підґрунтям для написання дисертаційної роботи, був зібраний автором особисто під час експедиційних робіт відділу седиментології седиментології провінцій горючих копалин ІГГК НАН України. Відібрано 300 зразків, які послужили основою для виконання різноманітних аналізів. Макроскопічний опис було проведено для більше, ніж 50 взірців безпосередньо в польових умовах та під час лабораторних робіт. Перед початком аналізів зроблені фотографії представницьких зразків.

Особистий внесок у наукові праці, що написані у співавторстві, зазначено у списку опублікованих за темою дисертації робіт.

**Апробація роботи.** Результати досліджень були оприлюднені на Всеукраїнських та міжнародних конференціях: Всеукраїнській студентській науковій конференції «Геологія XXI століття. Міжнародний рік планети Земля» (Дніпропетровськ, 2009); Всеукраїнській науковій конференції молодих вчених

«Сучасні проблеми геологічних наук» (Київ, 2010); Міжнародній науковій конференції «Проблеми геології та геохімії горючих копалин» (Львів, 2011); VIII наукових читаннях імені академіка Євгена Лазаренка, присвячених 100-річчю від дня народження вченого «Розвиток ідей академіка Євгена Лазаренка в сучасній мінералогії» (Львів-Чинадієво, 2012); Міжнародній конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій» (Київ, 2012); Міжнародній конференції «Сучасні проблеми геології» (Київ-Олевськ, 2013); VII Всеросійській літологічній нараді «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» (Новосибирск, 2013); IX науковій конференції молодих вчених і спеціалістів ІГГК НАН України (Львів, 2013); Міжнародній конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій» (Київ, 2014); 4-й Всеросійській науково-технічній інтернет-конференції «Кадастр нерухомості і моніторинг природних ресурсів» (Тула, 2014); 5-й Всеросійській науково-технічній інтернет-конференції «Кадастр нерухомості і моніторинг природних ресурсів» (Тула, 2015); X наукових читаннях імені академіка Євгена Лазаренка (Львів-Карпати, 2016); Міжнародній науково-практичній конференції «Сучасні технології та особливості видобутку, обробки і використання природного каміння» (Київ, 2016); Міжнародній науковій конференції «Геологія і геохімія горючих копалин» (присвяченій 100-річчю від дня народження академіка Григорія Назаровича Доленка) (Львів, 2017); X науковій конференції молодих вчених і спеціалістів «Геологія і геохімія горючих копалин» (Львів, 2018).

**Публікації.** Основні результати дисертаційної роботи опубліковано в 5 статтях у фахових виданнях, затверджених МОН України, та у міжнародних фахових виданнях, у 15 тезах і матеріалах наукових конференцій.

**Структура дисертації.** Дисертація обсягом 160 сторінок складається із вступу, шести розділів, висновків та списку використаних джерел з 143 найменувань на 13 сторінках, 45 рисунків (22 на окремих сторінках), 10 таблиць (6 на окремих сторінках) та додатку.

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

Автор вдячна науковцям з Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (м. Львів): директору, академіку НАН України, професору Мирославу Івановичу Павлюку, доктору геологічних наук Наумку Ігорю Михайловичу, доктору геологічних наук Юрію Володимировичу Колтуну за численні наукові консультації, доктору геологічних наук Костянтину Григоровичу Григорчуку, кандидатам геологічних наук Володимир Петровичу Гнідцю, Поппу Ігорю Тиберійовичу та Гринів Софії Петрівні за консультації та підтримку під час виконання роботи, кандидату геологічних наук Ярославі Василівні Яремчук, Нелі Василівні Ціж за співпрацю та численні аналітичні дослідження. Особлива подяка Петруняку Мирославу Дмитровичу за допомогу і консультації під час проведення польових робіт.

## РОЗДІЛ 1

### ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ МІОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ В ПЕРЕДКАРПАТСЬКОМУ ПРОГІНІ

Початок геологічного вивчення Передкарпатського прогину відноситься до кінця XVIII століття і був пов'язаний з виявленням тут покладів нафти, газу, озокериту, кам'яної і калійної солей та інших корисних копалин. Як самостійна стратиграфічна одиниця стебницька товща була виділена вперше Р. Зубером [143] під назвою «червоних сланців». Термін «стебницькі верстви» впроваджений в 1927 році К. Толвінським [139]. Значна роль у розробці стратиграфії соленосних відкладів належить К. Паулю і Е. Тітце [135].

У 1902 р. Р. Зубер уперше встановлює в Карпатах насуви та пропонує ідею існування Добруджинського валу, складеного метаморфічними сланцями, що давав «екзотичний» матеріал для відкладів флішу і молас. Починаючи з 1920 р. вивченням Карпат і Прикарпаття займалася велика група польських геологів, зокрема Б. Буяльський [117], Ч. Кузьняр [127, 128], Я. Новак [130], Г. Сізанкур [118], Г. Тейссейре [137], Є. Яблонський [125], С. Чарноцький [119] та інші. В 1920–1925 рр. роботи з геологічної зйомки Карпат та Передкарпаття очолював К. Толвінський [139]. Під його редакцією у 1939 р. видаються карти Східних Карпат, у яких знайшли відображення основні досягнення геологічного вивчення Карпатського регіону 20–30-х років XX століття. Саме в цей час вибудувалась загальна схема стратиграфічного поділу неогенових утворень Передкарпатського прогину, а також були висловлені припущення про вік та характер фаціальних взаємовідношень виділених підрозділів. Наявність різних літофаціальних типів утворень нижнього міоцену ускладнювало складання загальноприйнятої стратиграфічної схеми моласових відкладів Передкарпаття і викликало жваві дискусії серед науковців. В 1923 р. Є. Яблонський [125] показав, що добротівські верстви лежать вище слобідських конгломератів і мусять бути молодшими за поляницькі верстви, а не одновікові з ними, як вважав Р. Зубер [143]. В 1927 році К. Толвінський [139] виділив стебницькі верстви («рожеві мергелі»), які вниз за

розрізом змінюються добротівськими верствами та слобідськими конгломератами. Конгломерати, на його думку, в одних місцях відповідають поляницьким верствам, а в інших – соленосній формації. К. Толвінський приходить до висновку про фаціальне заміщення соленосних глин слобідськими конгломератами і добротівськими верствами [114]. Стратиграфічна схема, опублікована Б. Свідерським [136], нагадує схему розчленування Передкарпатської моласи Р. Зубера. Слобідські конгломерати Б. Свідерський співставляв з поляницькими верствами, а соленосні утворення помістив вище червоноколірних стебницьких відкладів. Р. Сизанкур у 1929 р. [118] виділив балицькі верстви – товщу сірих піскувато-глинистих порід, які залягають вище рожевих мергелів (стебницьких) і не мають строкатого забарвлення.

Загальну схему розчленування молас дав у 1930 р. Б. Буяльський [117], який розрізняв дві товщі соленосних глин: нижню, що в окремих розрізах заміщується слобідськими конгломератами та добротівськими верствами, і верхню, яка відповідає калуським верствам (балицьким або верхньостебницьким відкладам). В басейні р. Прут Б. Буяльський виділив (знизу догори): слобідські конгломерати; добротівські верстви і строкаті (стебницькі) мергелі; соленосні глини; пістинські конгломерати; глини і піски з бурим вугіллям. Цей дослідник розглядає балицькі верстви не як окремий горизонт, а як північну фацію верхньої частини стебницької товщі.

У 1933 р. Я. Чарноцький [119] характеризує добротівські верстви як літофаціальну відміну міоценових відкладів, що займає різне положення у розрізі. В одних місцях вони залягають над слобідськими конгломератами, в інших – під ними, а інколи заміщують стебницькі мергелі.

Перші знахідки туфів в міоценових відкладах Передкарпатського прогину відносяться до 1930 року і були виявлені Б. Буяльським [117] в околицях села Середній Майдан. Він описує вихід білої щільної породи (товщина 8–10 м), схожої на дацитовий туф в одновікових відкладах Румунського Передкарпаття. Пізніше, в 1936 році М. Каменський [126] дає детальну характеристику туфів з багатьох відслонень Передкарпатського прогину. Досить детально петрографічний опис

керну туфогенної породи з глибини 400 м з с. Ходновичі біля Стрия подано в роботі Ю. Токарського в 1939 р. [138], автор відносить цю породу до балицької серії. В 1950 році виходить з друку робота Д. П. Бобровника [5] в якій подано детальний петрографічний опис туфогенної верстви товщиною близько 2 м, яка відслонювалася на правому березі заплави р. Вирва в околицях с. Буневичі. Досліджений В.С. Соболевим і О.М. Горбачевською взірець керну взятий зі сверловини в с. Угерсько з глибини 300 м, що, ймовірно, відповідає відкладам стебницької світи, автори пов'язують утворення цієї породи з вулканічною діяльністю Карпат [92]. В цьому ж році виходить ще одна праця Д.П., Бобровника [6], в якій подається детальна петрографічна характеристика глини з родовища в околицях с. Молодятин. Походження відбілюючої глини пояснюється дослідником, як результат перетворення вулканічного попелу. В 1953 році був проведений повторний опис виходів туфів в околицях с. Красна [18]. Значний за потужністю мергельно-туфовий горизонт (50–60 м) виявлений в 1951 році в межиріччі Бистриці Надвірнянської та Бистриці Солотвинської в районі с. Грабовець та с. Горохоліно. Його відносять до відкладів балицької серії [15]. Додаткові дослідження туфогенних порід з околиць с. Буневичі та с. Грушатичі були проведені І.С. Солонинко в 1960 році [33], який розглядає можливість використання цих глин в якості будівельного матеріалу. Схеми розвитку вулканізму в Карпатах подано у працях [70, 97]. Більшість дослідників пов'язують утворення туфів Передкарпаття з вулканічною діяльністю Закарпаття. Дещо іншої думки дотримується Е.Ф. Малеев [66] і в своїй праці приводить беззаперечні докази в користь Передкарпатського вулканізму. Він вважає, що окрім великих потужностей туфових горизонтів промісьове походження пірокластичного матеріалу свідчать наступні факти: відсутність потужних вулканітів на Закарпатті в олігоценний час, нерівномірний розподіл туфового матеріалу в менілітовій світі і міоценових моласах Передкарпаття та наявність туфів з калієвим польовим шпатом та егірином, яких не виявлено в Закарпатті [66].

Окрім вищезгаданих праць, які стосувались туфів безпосередньо стебницької та балицької світ, опубліковано ряд робіт по молодших вулканогенно-

осадових утвореннях Передкарпатського прогину, які в даній роботі не використовуються. Однак заслуговують уваги наукові доробки, що носять узагальнюючий характер, в яких зроблені спроби синтезувати всі дані по проверстках туфогенних порід, що мають важливе значення для стратиграфічного розчленування літологічно одноманітних, збіднених фауною комплексів чи порід, що ритмічно часто повторюються в розрізі. Такими роботами є монографія С.М. Корневського [46], в якій автор приводить співставлення майже всіх існуючих праць станом на 1954 рік. Ряд робіт цього автора були присвячені питанням утворення галогенних формації та їх структурних особливостей [44, 45, 47, 48, 49, 50]. Зведення існуючих матеріалів по всьому Передкарпатті, включаючи територію Польщі та Румунії подано в монографії В.П. Костюка [51]. Вагомим внеском в історію комплексного вивчення молас стала монографія Д.В. Гуржія [33], а найновішим доробком в галузі вивчення пірокластичних порід України була праця «Пирокластические породы Украины» під редакцією Л.Г. Ткачука [100]. Більше про вулканогенні утворення в цих відкладах в наукових працях не згадувалося.

Найширше визнання набула схема стратиграфії міоцену запропонована О.С. Вяловим [19], яка практично синтезувала в особі досягнення попередніх, переважно польських дослідників. У цій схемі виділені нижні моласи – воротищенська, стебницька та балицька серії і верхні моласи – богородчанська, тираська світи та галицька серія. Внутрішня дислокована частина прогину, на думку О.С. Вялова, заповнена переважно нижньою і тільки частково – верхньою моласою.

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. Наступні польові дослідження нижньоміоценових соленосних моласових утворень Передкарпатського прогину [88], а також критична ревізія попереднього фактичного матеріалу, який стосується цих відкладів, була проведена в 1999–2001 рр. В.О. Ващенком, О.М. Гнилком, П.Ю. Лозиняком разом з В.В. Кузовенком [12, 13].

Літологію моласових утворень Передкарпаття в останні роки вивчали М.Ю. Федущак [102, 103], Д. В. Гуржій [33], Д.П. Хрущов, Г.С. Компанець [105, 106].

Передкарпатський прогин як геологічна структура був виділений у 1947 р. В.І. Славіним [91]. На той час він вважав, що прогин має синкліналеподібну форму, у якій виділяються три частини: платформенне крило, орогенне крило та центральна ділянка. Однак більшість дослідників тоді прийняла уявлення О.О. Богданова [7], згідно з якими у Передкарпатському прогині стали виділяти дві частини – Зовнішню, що розвивалась на платформовій, та Внутрішню, яка закладалась на геосинклінальній основі.

В деяких публікаціях [25, 64] запропоновано виключити зі складу Передкарпатського прогину внутрішню – Бориславсько-Покутську і зовнішню – Більче-Волицьку зони і залишити територію лише в обсязі середньої частини – Самбірської зони (покриву). На захист традиційних поглядів щодо будови Передкарпатського прогину з виділенням у ньому трьох основних тектонічних одиниць виступив С.С. Круглов [52]. Він навів шість беззаперечних аргументів на користь первісних уявлень, які найбільш зручні для оцінки перспектив нафтогазоносності цього району і розробки напрямів пошуків родовищ вуглеводнів та інших корисних копалин не тільки у моласовому комплексі, але і у його гетерогенній доміоценовій основі [63, 95].

Виходячи з палеоокеанографічних даних щодо формування осадової товщі стебницької світи Передкарпатського прогину, останню можна віднести до червоноколірної формації передгірських рівнин і дельт [140]. Досліджені відклади поширені в Самбірській зоні Внутрішньої частини Передкарпатського прогину [58]. На основі ґрунтовних досліджень Карпат Р. Зубер [143] прийшов до висновку про спорідненість покладів калійних солей з червоними «сланцями». Через століття В.В. Глушко та Я.О. Кульчицький [24] зауважують, що баденський вік калуських соленосних верств доведений, проте залишається нез'ясоване стратиграфічне положення соленосних відкладів (райони сіл Ланчина та Рунгур), де вони безпосередньо залягають на стебницьких наверствуваннях. Згадані дослідники підняли проблему стратиграфічного положення балицьких верств.



Автори [11] звернули увагу на схожість балицьких і стебницьких відкладів, про що говорить присутність в них пісковиків з мідистою мінералізацією і з другорядною ознакою червоноколірності балицьких порід. Р. Ней [129] зауважує, що стебницькі верстви Польщі значно відрізняються від типових її верств, що були описані К. Толвінським [139]. При цьому Р. Ней поділяє думку О.С. Вялова [20], Л.С. Пішванової та В.С. Бурова [11, 10] й інших дослідників, котрі стверджували перекривання відкладів стебницької світи балицькими верствами. В той же час М.Р. Ладиженський [60] дотримувався погляду Б. Буяльського [117] про одновіковість стебницьких і балицьких відкладів. Є.К. Лазаренко [61] констатує факт того, що в деяких частинах верхів стебницької світи фіксуються пачки сірих і зеленувато-сірих дацитових туфів і туфітів (с. Угерсько). Слід відзначити, що ці вулканогенно-осадові утворення розвинуті в місцях переходу строкатоколірних відкладів стебницької світи в сіроколірні соленосні. Таким чином, під сумнів потрапляє вікова приналежність відкладів, закартованих на існуючих геологічних картах як воротищенська світа на чималих площах Самбірської зони (район сіл Красне, Підливче, Лисовичі). Така концепція вимагала проведення стратифікації осадів, сформованих на стадії седиментогенезу в міоценовий час в межах розглянутого сегменту Центрального Паратетису.

Постседиментаційні аспекти формування порід цієї світи північно-західної частини Передкарпаття (вирвинський літолого-фаціальний комплекс) подані в працях В.І. Колтуна [40, 41, 42, 43] та Д.В. Гуржія [33].

Польські та українські дослідники продовжують активно працювати над розв'язанням низки проблем, пов'язаних із особливостями геологічної структури Прередкарпатського прогину. Сучасні наукові праці пов'язані з іменами: І. Бубняка [8, 9], Я. Голонки [123, 124], Н. Ощипка [131, 132, 133, 134], О.М. Гнилка [26, 27, 28, 29, 30], В.О. Ващенко [12, 13]. Сучасні уявлення, які стосуються питань стратиграфії неогенових відкладів, висвітлено в низці наукових праць, авторство яких належить А. Анреєвій-Григорович [2, 116], О. Гожику [31].

## 1.1. Висновки до розділу 1

Проаналізовано та систематизовано інформацію, висвітлену в наукових працях, опублікованих декількома поколіннями видатних дослідників Карпатського регіону. Наявність фактичного та кам'яного матеріалу, а також сучасні підходи для інтерпретації результатів дозволили по-новому оцінити будову Передкарпатського прогину. Значна кількість досліджень, які були викладені у низці праць таких відомих вчених як: В.І. Колтун, Г.С. Компанець, Д.П. Хрущов, Д.В. Гуржій, В.В. Глушко, Л.С. Пішванова, Я.О. Кульчицький, О.С. Вялов, Є.К. Лазаренко, Б. Буяльський, К. Толвінський, Р. Зубер, М.Р. Ладиженський, О.М. Гнилко, В.О. Ващенко, А.С. Андрєєва-Григорович та багатьох інших дослідників дозволила охарактеризувати мінералого-петрографічні, літологічні та геохімічні особливості відкладів стебницької світи.

Проте, незважаючи на значний обсяг досліджень, окремі аспекти, які стосуються геохімічного середовища формування стебницьких відкладів та його еволюції впродовж ранньоміоценового часу, досі залишаються нез'ясованими.

## РОЗДІЛ 2

### ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

#### 2.1. Геологічна будова

Дослідження стебницьких відкладів нижнього міоцену південно-східної частини Передкарпатського прогину вимагає уточнення їх структурного розвитку та стратиграфічного положення в загальній структурі.

Загально визнано, що Передкарпатський прогин ділиться на Внутрішню і Зовнішню зони. Незважаючи на багаторічні дослідження, на даний час не існує єдиного погляду щодо будови Передкарпатського прогину і його Внутрішньої зони зокрема.

Існує ряд тектонічних схем районування прогину, кожна з яких ґрунтується на глибокому структурно-фаціальному аналізі [91, 72, 7, 17, 59, 69, 122].

В своїх побудовах ми дотримуємось точки зору, висловленої В.С. Буровим, В.В. Глушком, В.А. Шакіним та П.Ф. Шпаком [11, 112, 113], які доводять існування у Передкарпатському прогині трьох самостійних зон: Бориславсько-Покутської, Самбірської та Зовнішньої (Більче-Волицької). Дві перші згадані зони складають Внутрішню зону прогину. Загальна тектонічна схема Карпат та прилеглих прогинів продемонстрована на рисунку 2.1.

Бориславсько-Покутська і Самбірська зони є аллохтонними одиницями з амплітудами зміщення відповідно 15–18 км [11]. В будові цих зон приймають участь відклади менлітової, поляницької, нижньоворотищенської, слобідської (загорської), верхньоворотищенської, добротівської, стебницької світ, що формувались в олігоцен-міоценовому геохронологічному діапазоні.

#### 2.2. Стратиграфія

В будові Передкарпатського прогину беруть участь міоценові відклади добротівської, стебницької та балицької світ. В найновішій схемі стратиграфічного

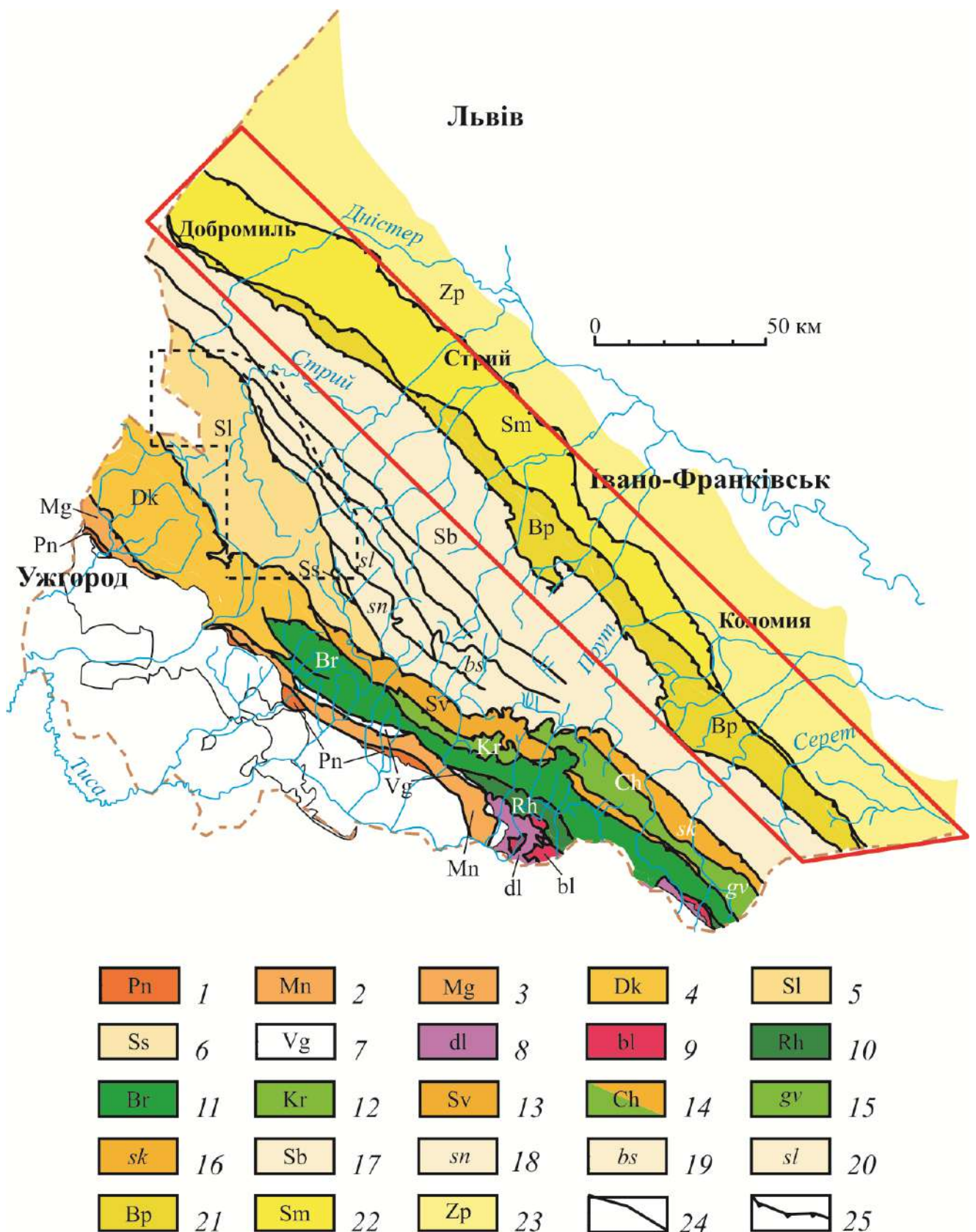


Рис. 2.1. Тектонічна схема району досліджень (Гнилко, 2011) [27] (умовні позначення див. на наступній сторінці)

## Умовні позначення до рисунка 2.1.

1–6 – тектонічні одиниці, розвинені перед фронтом мегаблоку АЛКАПА (1–2 – Внутрішні Карпати, 3–6 – Зовнішні Карпати, внутрішні флішові покриви): 1 – Пієнінська зона; покриви: 2 – Монастирецький (внутрішньокарпатський фліш), 3 – Магурський, 4 – Дуклянський, 5 – Кросненський (Сілезький), 6 – Субсілезький (Голятинська структура); 7–9 – тектонічні одиниці мегаблоку Тися–Дакія (Внутрішні Карпати): 7 – Вежанський покрив (Мармароські скелі), 8 – Діловецький покрив Мармароського масиву, 9 – Білопотоцький покрив Мармароського масиву; 10–16 – тектонічні одиниці, розвинені перед фронтом мегаблоку Тися–Дакія (Зовнішні Карпати, внутрішні флішові покриви): 10 – Кам'янопотоцький та Рахівський покриви, 11 – Буркутський покрив, 12 – Красношорський покрив, 13 – Свидовецький покрив, 14 – Черногірський покрив; субпокриви: 15 – Говерлівський, 16 – Скупівський; 17–21 – тектонічні одиниці, розвинені перед двома мегаблоками (Зовнішні Карпати, зовнішні флішово-моласові покриви): 17 – Скибовий покрив, 18 – скиба Синевіру, 19 – скиба Брустуранки, 20 – скиба Славська, 21 – Бориславсько-Покутська одиниця; 22 – Внутрішня зона Передкарпатського неогенового прогину (Самбірський покрив); 23 – Зовнішня (Більче-Волицька) зона Передкарпатського прогину; 24 – розломи; 25 – поверхні крупних насувів.

розчленування соленосної моласи Передкарпаття [26, 30] вказано, що підстеляючими відкладами стебницьких нашарувань є стратифіковані утворення воротищенської світи, верхня частина якої на південному сході Бориславсько-Покутської зони представлена сіроколірною піщано-глинистою товщею відомою під назвою «добротівські верстви». Характерною діагностичною ознакою цих верств розрізу р. Прут є велика кількість різноманітних гієрогліфів, детально описаних багатьма дослідниками Карпатського регіону [20, 81, 82, 107, 108, 109]. Узгоджено перекриваються відклади добротівської світи стебницькою серією складного формаційного комплексу з рядом фаціальних особливостей і специфічною будовою.

### **2.2.1. Добротівська світа**

Світа складена піщано-алевритисто-глинистими утвореннями в яких спостерігаються червоноколірних глин, алевролітів, мергелів (рр. Прут, Бистриця-Надвірнянська). Відклади добротівської світи найповніше досліджені Т.А. Денисовою [34], у них встановлена значна кількість палеоіхнологічних знахідок. Узгоджено перекриваються відклади добротівської світи стебницькою світою складного формаційного комплексу з рядом фаціальних особливостей [12, 13].

### **2.2.2. Стебницька світа**

Перші згадки про відклади цієї світи відносяться до кінця минулого століття і належать Р.Зуберу [149], який виокремив їх під назвою «строкатих сланців». І лише згодом К.Толвінський [139] виділив їх по р. Солониця окремою стратиграфічною одиницею під назвою «стебницькі шари». Відкладам стебницької світи присвячено назву ґрунтовних праць, які висвітлюють питання стратиграфії, літології та мінералогії стебницької світи [19, 21, 23, 24, 25, 55, 60, 61, 33].

На теперішній час відклади стебницької світи – це комплекс порід, сформованих в контрастному геохімічному середовищі з характерним рожевуватим забарвленням, які істотно відрізняються від підстеляючих і перекриваючих їх сіроколірних відкладів.

В питаннях номенклатури, стратиграфічного розчленування, об'єму світи спостерігається певна неузгодженість серед дослідників цього об'єкту, оскільки окремі дослідники відклади стебницької світи розглядають як єдине ціле, інші вбачають в ній двох- чи трьохчленну будову. Також спостерігається розбіжність щодо товщини стебницької світи, за різними оцінками вона коливається в межах від 600 до 2500 м [11, 19, 59, 86].

В своїх дослідженнях автор дотримується точки зору Бурова В. С. та Глушка В. В. [11], які вважали, що відклади представлені двома фаціальними комплексами: першим – глинисто-піщаним і другим – піщано-глинистим, що поширені в межах Бориславсько-Покутської і Самбірської зон Передкарпатського прогину. Перший комплекс поширений на північному заході Передкарпатського прогину, а другий – на південному сході. На території України відклади стебницької світи спостерігаються у вигляді пасма довжиною близько 300 км і шириною до 15 км. Лише на південному сході від Покутського розриву пасмо поширення стебницьких порід є тектонічно зрізаним (ширина до 2 км).

Більшість досліджених корінних виходів відкладів стебницької світи спостерігаються в міжріччі рр. Черемош – Бистриця Солотвинська, а у північно-західному напрямі вони поширені лише у передгірській смузі.

В структурному плані стебницькі відклади простежуються у вигляді пасм, клинів, що складають крила антиклінальних і ядра синклінальних складок; бронюють окремі луски з добротівськими або воротищенськими відкладами в основі; перекинені в сторону Карпат на прикладі відслонень в районі м. Надвірної та урочища Городище (с. Старі Кути). Умови тектонічного залягання показані на прикладах низки розрізів, на яких дотримується співвідношення горизонтального і вертикального масштабів 1: 1 (рис. 2.2.) [111].



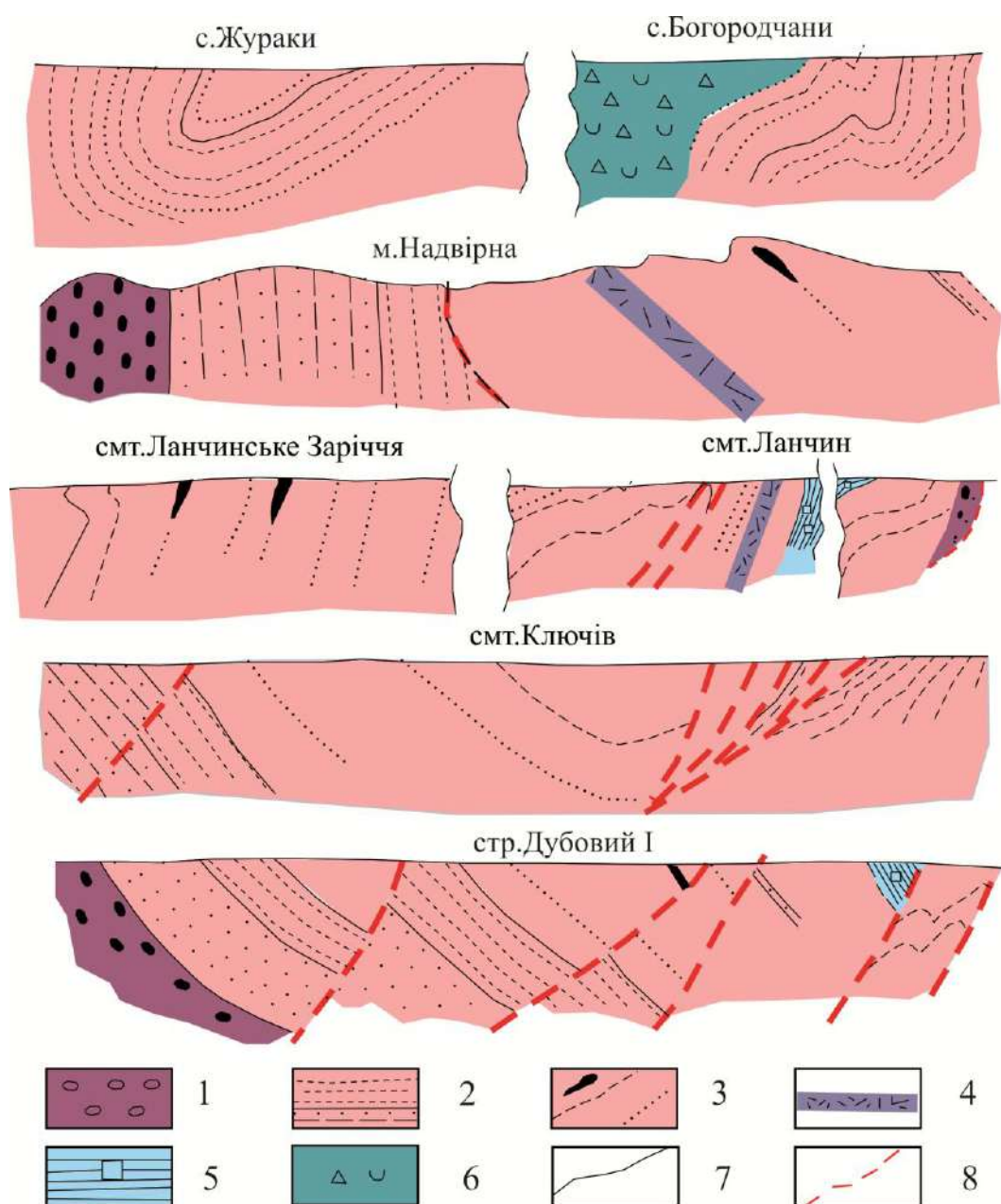


Рис. 2.2. Умови тектонічного залягання на прикладах розрізів (з доповненням автора) [111]

1 – конгломерати, 2 – строкатоколірні піщано-глинисті відклади, 3 – пісковики руслових фацій та їх положення в розрізі, 4 – горизонт монтморилонітових глин, 5 – соленосні відклади (ланчинські верстви), 6 – брекчії, 7 – літологічні межі, 8 – розривні порушення

На повноту розрізів впливають геоморфологічні, кліматичні та геологічні фактори. Встановлено, що хороша відслоненість корінних порід спостерігається у блоках, які зазнають додатніх неотектонічних рухів. З настанням повеневих періодів в таких блоках відбувається ідеальне очищення тальвега, бортів струмків і



невеликих річок. Через два-три тижні схили бортів оповзають – ступінь відслоненості одразу знижується від 86% до 25% (потік Зелениця, Дубовий).

Геологічні причини неповноти розрізів стебницьких відкладів зводяться до наступного:

- значна денудація, що привела до повного знищення верхніх частин в ядрах синклінальних структур;
- зрізання верхньої або нижньої частини розрізу в зонах тектонічних насувів;
- тектонічне віднімання або складання в зонах крупних поздовжніх і поперечних розломів (рр. Лючка, Прут, потік Кобилиця).

Фрагментарність багатьох відслонень стебницької світи створила певні труднощі при співставленні та кореляції, а 11% виходів на денну поверхню залишились без належної стратиграфічної прив'язки чи ідентифікації.

При складанні поперечного фаціального профілю [111] за основу прийняті найбільш повні розрізи в районі смт. Кути, смт. Яблунів, с. Ланчин, с. Делятин, м. Надвірна, с. Підгірки, с. Розсільна, с. Струтинь, м.Хирів і с. Тарнава. При цьому автором використовувались дані розрізів, описаних в районі с. Стебник [43] м.Трускавець, м. Борислав [33], с. Уторопи, м. Надвірна, с. Дерижич, с. Нагуєвичі, м. Бистриця Підбужська, с. Торчиновичі, с. Шумовка, с. Березівка, с. Радичівка, с. Тарнава.

### **2.2.3. Балицька світа**

Балицька світа поширена в межах Самбірської структурно фаціальної зони, де завершує її стратиграфічний розріз, поступово перекриваючи стебницьку світу. У центральній та південно-східній частинах Самбірської зони низи балицької світи представлені одноманітною товщею сірих глин масивних та тонкошаруватих з поодинокими прошарками пісковиків, алевролітів. Серед сірих глин присутні пакети та малопотужні проверстки рожевих глин стебницького вигляду [12, 13].

### 2.3. Висновки до розділу 2

Розглянуто ряд тектонічних схем районування Передкарпатського прогину, кожна з яких ґрунтується на глибокому структурно-фаціальному аналізі. Нами за основу прийнята схема, за якою у Передкарпатському прогині виділяють три зони: Бориславсько-Покутську, Самбірську і Зовнішню (Більче-Волицьку).

У будові Передкарпатського прогину беруть участь міоценові відклади добротівської, стебницької та балицької світ. Найбільш повно відклади добротівської світи, які представлені піщано-алевритисто-глинистими утвореннями, досліджені Т. А. Денисовою. Перші повідомлення про відклади стебницької світи відносяться до кінця минулого століття і належать Р. Зуберу, який виділив їх під назвою «строкатих сланців». Згідно з сучасними дослідженнями, відклади стебницької світи становлять комплекс порід з характерним рожевуватим забарвленням, які істотно відрізняються від підстеляючих і перекриваючих їх сіроколірних відкладів і представлені двома фаціальними комплексами: першим – глинисто-піщаним і другим – піщано-глинистим

Нашарування балицької світи представлені одноманітною товщею масивних та тонкошаруватих сірих глин з поодинокими прошарками пісковиків та алевролітів.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях автора: [67, 71, 233, 244].

## РОЗДІЛ 3

### МЕТОДИ АНАЛІТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

#### 3.1. Фактичний матеріал

Кам'яний матеріал, який став підґрунтям для написання дисертаційної роботи, був зібраний автором особисто під час експедиційних робіт відділу седиментології провінцій горючих копалин ІГГК НАН України впродовж 2010–2018 рр. Всього відібрано понад 300 зразків, які послужили основою для виготовлення шліфів та виконання різноманітних аналізів.

Макроскопічний опис було проведено безпосередньо в польових умовах та під час лабораторних робіт для більше ніж 50 взірців. Перед початком аналізів зроблені фотографії представницьких зразків. Досліджені відслонення стебницьких відкладів були приурочені до бортів або прируслових частин головних річкових артерій, зокрема, в міжріччї річок Черемош і Бистриця-Надвірнянська та їх приток (рис. 3.1.). Окремі виходи спостерігалися вздовж польових доріг, прокладених по схилах хребтів чи водорозділів.

#### 3.2. Методи досліджень

Для аналізу глинистих порід стебницької світи були використані наступні методи досліджень:

1. Гранулометричний аналіз.
2. Мінералого-петрографічні дослідження.
3. Геохімічні:
  - визначення карбонатності;
  - визначення Eh та pH;
  - рентген-дифрактометричний аналіз;
  - термічний аналіз.

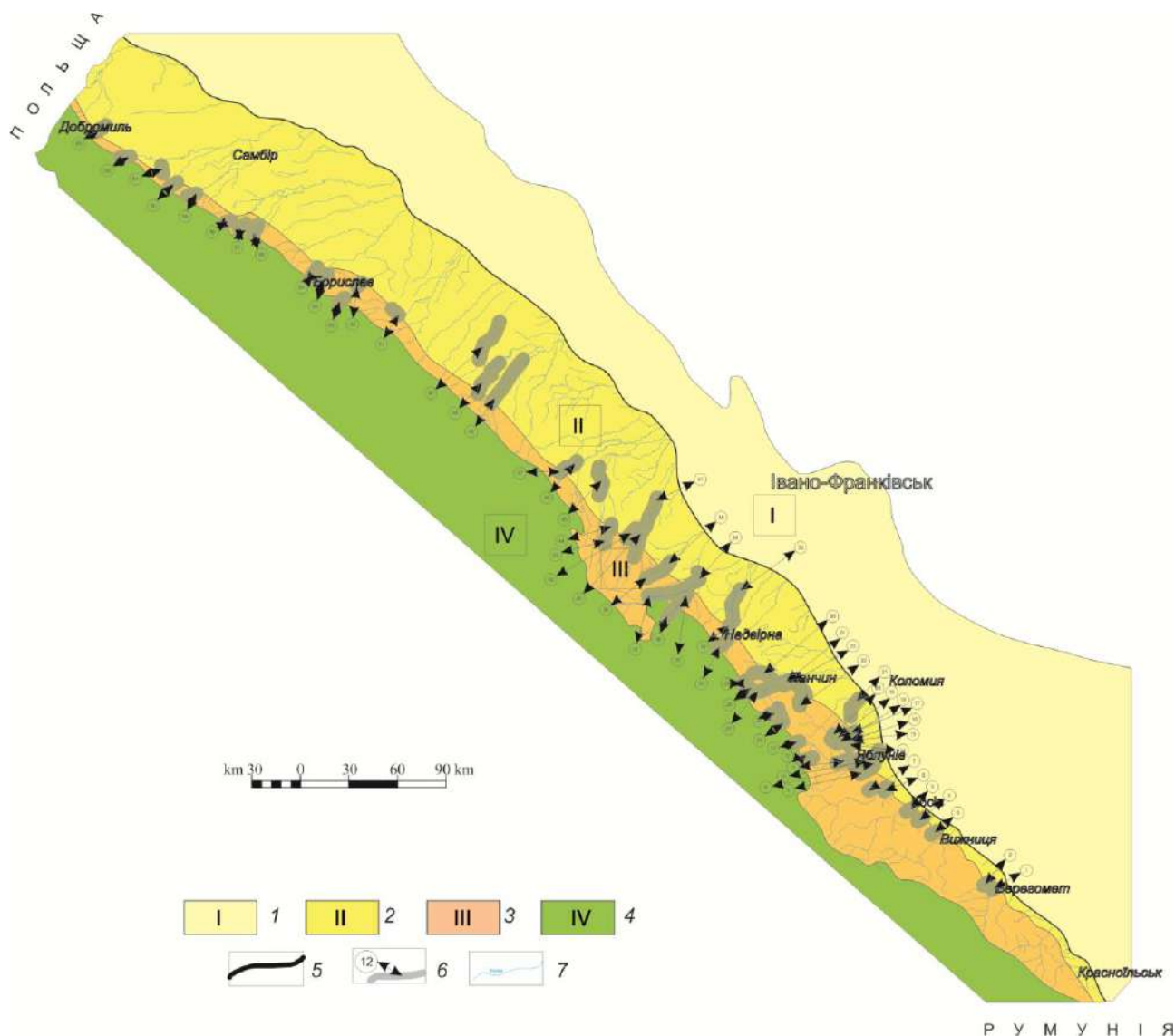


Рис. 3.1. Тектонічна схема району досліджень з нанесеними відслоненнями бурдигал-лангійських відкладів, які були задокументовані під час проведення польових досліджень (побудовано автором на тектонічній основі за даними О. М. Гнилка [27])

1 – Більче-Волицька зона, 2 – Самбірська зона, 3 – Бориславсько-Покутська зона, 4 – Скибова зона; 5 – межі тектонічних зон, 6 – відслонення та їх номери; 7 – водні артерії

### 3.2.1. Гранулометричний аналіз

Гранулометричний аналіз був проведений під керівництвом завідувача міжкафедральної лабораторії літологічних досліджень Гнатів Ірини Григорівни

(геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка).

Відібрано 38 проб, які були перенесені у попередньо зважені фаянсові чашки, випарювались при температурі 100–105 °С та висушувались до постійної ваги. Після чого охолоджувались в ексікаторі і зважувались на аналітичній вазі з точністю до 0,01 г. Для всіх досліджених проб була врахована гігроскопічна вологість.

Піпеточним методом був визначений вміст тонкого піску (0,1–0,05 мм), всіх алевритових фракцій (0,0–0,01; 0,01–0,005; 0,005–0,001 мм) і сумарної (нерозділеної) пелітової, або власне глинистої, яка об'єднує субколоїдну та колоїдну фракції. Вміст кожної фракції визначався за формулою:

$$X = AV_2(100 - C) / V_1B,$$

де  $X$  – середній вміст фракції менше даного розміру;  $A$  – вага відповідної проби після випарювання;  $V_1$  – об'єм взятої проби суспензії (25 см<sup>3</sup>), тобто об'єм піпетки;  $V_2$  – об'єм суспензії (як правило 1000 см<sup>3</sup>);  $B$  – вага наважки з поправкою на вологість і на вміст водорозчинних солей;  $C$  – вміст фракцій більше 0,1 мм [71].

### 3.2.2. Мінералого-петрографічні методи

*Вивчення порід у шліфах.* При вивченні глинистих порід у шліфах виникають складнощі при діагностиці глинистих мінералів через їх велику дисперсність, наближеність оптичних констант, мінливість та змішаність складу, проте цей метод дозволяє провести попередню діагностику глинистих порід та встановити їх структурно-текстурні особливості.

Мономінеральні глини визначались нами за кольором, показником заломлення та двозаломлення, а також за формою лусок. Зокрема, каолінит діагностувався за сірими інтерференційними кольорами, двозаломленням від 0,002 до 0,006 та показником заломлення, який коливався в межах від 1,566 до 1,560. Монтморилоніт визначався за високим двозаломленням (до 0,02), що

виражалось у яскравих білих та жовтих кольорах інтерференції, і за дуже низьким (часто  $< 1,500$ ) показником заломлення.

Магнезіально-силікатні глини діагностувались за волокнистою формою частинок, низьким заломленням і середнім двозаломленням. Змішано-шаруваті мінерали у шліфах автором не встановлювались, а для детальнішого дослідження глинистих мінералів був застосований рентген-дифрактометричний аналіз.

*Вивчення грубозернистої фракції під бінокуляром.* Діагностика шліхових мінералів – акцесорних та рудних, а саме особливостей їх кристаломорфології, забарвлення, наявності різних ізоморфних домішок та ступеню обкатаності, була використана автором для визначення джерел надходження уламкового матеріалу, оцінки рівня ерозійного зрізу, масштабів зруденіння та реконструкції палеокліматичного середовища.

В шліху при промивці проби в воді концентрувалися, як правило, зерна розміром від 0,1–0,2 до 1–2 мм, густиною більше 2,8–3,0 г/см<sup>3</sup>, вилучалися пилюкоподібні частинки та більшість зерен породоутворюючих мінералів (кварц, польові шпати, слюди, карбонати). Отриманий шліх готувався для якісного та кількісного мінералогічного аналізу шляхом видалення зерен мінералів легких фракцій, що залишились, розділення його за розміром зерен, виділення фракції за магнітними властивостями та зважування всіх отриманих фракцій з метою встановлення кількісних співвідношень мінералів.

### **3.2.3. Геохімічні методи**

З метою одержання інформації щодо реконструкції умов седиментації в бурдигал-лангійський час в межах Передкарпатського моласового басейну було визначено карбонатність та параметри Eh та pH, для встановлення мінерального складу глинистих порід було застосовано рентген-дифрактометричний та термічний аналізи.

*Визначення карбонатності.* Дослідження були проведені під керівництвом завідувача міжкафедральної лабораторії літологічних досліджень Гнатів Ірини

Григорівни (геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка). Визначення карбонатності порід було проведено ваговим методом для 26 проб. Всі проби оброблялись соляною кислотою до повного розчинення карбонатної складової, після чого промивались та висушувались разом з попередньо зваженим фільтром. Кінцевим етапом аналізу стало проведення розрахунків за формулами для визначення відсоткового вмісту карбонату в породі. З безкарбонатних проб було вилучено пелітову фракцію для подальших досліджень.

*Визначення Eh та рН.* З метою з'ясування геохімічного середовища мінералоутворення було піддано 35 проб мінералізованих порід для визначення рівноважного стану між породою і дистильованою водою з рН 7,05 та Eh +175 mV. Заміри проводились впродовж трьох діб через кожні 24 години, що дало змогу виявити тенденцію зростання лужності систем рН від 7,6 до 8,25 при відповідному коливанні значень Eh від 210 до 225 mV. Проби відібрані в дощову і суху погоду після добового відстоювання показали відповідно рН 8,45 і 7,25 та Eh від 185 до 215 mV.

*Термічний аналіз* було проведено на кафедрі колоїдної хімії під керівництвом доцента Яцишина Михайла Миколайовича (хімічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка).

Термічний аналіз глинистих порід і мінералів дозволив встановити різні фази води у процесі нагрівання до 1000–1100 °С при віддачі вологи мінералами, руйнуванням їх кристалічної структури, втрати ОН (ендотермічні ефекти, які відбувались з поглинанням тепла), окиснення двохвалентних заліза (при 400–500 °С), марганцю, органічної речовини (при 300–400 °С), кристалізації і синтезу високотемпературних силікатів [84, 85].

*Рентген-дифрактометричний аналіз* проводився в лабораторії Інституту геології та геохімії горючих копалин кандидатом геологічних наук Яремчук Ярославою Василівною.

З глинистої фракції менше 0,01 мм готували орієнтовані препарати із частинками менше 0,004 мм. Мінерали групи монтморилоніту та

змішаношаруваті утворення діагностували за поведінкою базальних рефлексів в області малих кутів на дифрактограмах вихідних препаратів, насичених етиленгліколем і відпалених за  $T$  600 °С. Для підтвердження вмісту каолініту в мінеральному складі проби обробляли 15 % розчином HCl при  $T$  80 °С впродовж трьох годин. Тип структури глинистих мінералів встановлювали за положенням рефлексу (060) неорієнтованих препаратів [14].

### **3.3. Висновки до розділу 3**

Розглянуто основні методи, які використовувалися в процесі дослідження стебницьких відкладів. Застосування низки аналітичних методів серед яких: гранулометричний аналіз, мінералого-петрографічні дослідження, геохімічні дослідження (визначення карбонатності, визначення Eh та pH, рентген-дифрактометричний аналіз, термічний аналіз) дозволили на основі єдиного методичного підходу одержати необхідні як літологічні, так і літолого-геохімічні характеристики стебницьких відкладів нижнього неогену Передкарпатського прогину.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях автора: [75, 78, 83, 84, 85, 108].



## РОЗДІЛ 4

### ЛІТОЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ СТЕБНИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО МІОЦЕНУ

В стратиграфічному розрізі стебницька світа неогенових молас Передкарпатського прогину розглядається нами як нашарування, які зформувалися в контрастному геохімічному середовищі. Відклади стебницької світи Передкарпатського прогину представлені двома літолого-фаціальними комплексами: вирвинським і надвірнянським (рис. 4.1.). Перший – поширений на північному заході дослідженої території та залягає на розмитій поверхні воротищенської світи й містить гравійно-гальковий матеріал з уламками мигдалекам'яних діабазів в її нижній частині, а догори по розрізу представлений глинисто-піщаною товщею. Другий – поширений на південному сході Передкарпатського прогину і зберігає успадкований характер осадонагромадження з добротівською світою та представлений піщано-глинистими відкладами, у верхній частині розрізу комплексу наявний гравійний компонент, який становлять уламки альбітизованих діабазів трахітоїдної структури.

Породи обох комплексів розрізняються за будовою, морфологічними, петрографічними та текстурними ознаками (рис. 4.1.). За даними мінералого-геохімічних досліджень в надвірнянському фаціальному комплексі встановлено безперервне поширення горизонту монтморилонітових глин, який у вирвинському фаціальному комплексі зустрічається лише фрагментарно.

#### **4.1. Петрографічна характеристика відкладів**

Відклади стебницької світи представлені такими породами як: конгломерати, гравеліти, пісковики, алевроліти, глини, мергелі, вапняки, гіпси та сольові брекчії. Найбільша роль в будові світи належить пісковикам, алевролітам і глинам.

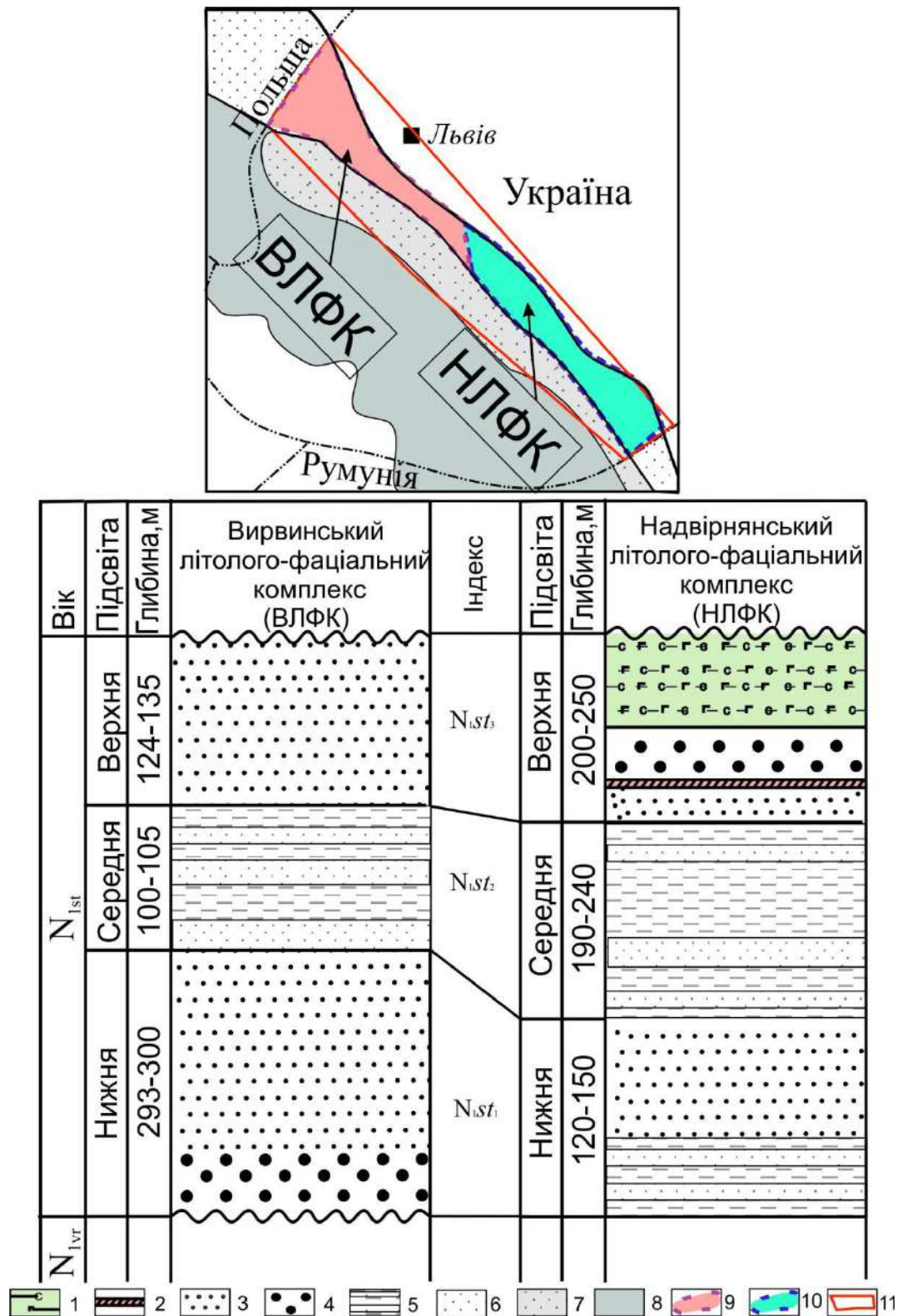


Рис. 4.1. Схематичне співставлення вирвинського та надвірнянського літолого-фаціальних комплексів (побудовано автором)

1 – соленосні відклади, 2 – монтморилонітові глини, 3 – піщаністі відклади, 4 – уламки діабазів, 5 – ритмічне перешарування дрібних проверстків, 6 – Зовнішня зона Передкарпатського прогину, 7 – Внутрішня зона Передкарпатського прогину, 8 – Складчасті Карпати, 9 – Вирвинський літолого-фаціальний комплекс (ВЛФК), 10 – Надвірнянський літолого-фаціальний комплекс (НЛФК), 11 – район досліджень. N<sub>1st1</sub> – нижньостебницька підсвіта, N<sub>1st2</sub> – середньостебницька підсвіта, N<sub>1st3</sub> – верхньостебницька підсвіта

*Конгломерати* розвинені на північному заході Передкарпатського прогину і залягають на розмитій поверхні сіроколірних верхньоворотищенських відкладів. Гранулометричний склад їх змінюється по простяганню, утворюючи різкі переходи від дрібно- до грубогалькових. Галька в конгломератах невідсортована, обкатана та напівобкатана. Представлена кристалічними вапняками, яшмами, пісковиками, халцедонолітами, філітами і кварц-хлоритовими сланцями. Цементуюча маса конгломератів гравійно-глинисто-піщана, карбонатна, базальна.

В південно-східній частині встановлено єдиний пласт дрібногалькового конгломерату (потік Кобилиця), що виклинюється по простяганню. Галька порід ізометрична, обкатана, розміром 1–3 см, складається з кварцитів, кварцевосланцевих брекчій, кварц-хлоритових сланців та пісковиків. За своїм зовнішнім виглядом цей пласт нагадує молодші пістинські конгломерати, розвинені в Більче-Волицькій зоні. Цементуюча маса гіпсово-глиниста, в значній мірі піщаниста. Виокремлена з цементу важка фракція складається з рожевого гранату, турмаліну і рутилу. На північному заході в конгломератах, які знаходяться в підшві вирвинського літолого-фаціального комплексу, важка фракція цементуючої маси представлена низкою рудних та акцесорних мінералів серед яких: пірит, марказит, гранати, циркон, барит, гідрокисли заліза, одиничні зерна малахіту, сфалериту та карбонату.

*Гравеліти* поширені в обох фаціальних комплексах. На північному заході вони не утворюють самостійних проверстків і складають нижню частину розрізів потужних пластів пісковиків. Характеризуються стержневими типами шаруватості алювіальних товщ. Гравійний матеріал в пластах складає проверстки 0,3–1,5 м, а в окремих випадках сягає 2,5–3 м. До покрівлі світи кількість його в пластах пісковиків знижується до повного щезання. Гравеліти середньозернисті з неупорядкованою структурою. Цемент – глинисто-карбонатний з домішкою кластичного матеріалу, базальний, поровий. Гравійний матеріал слабкої і середньої обкатаності, складається з уламків яшм, кварц-хлоритових сланців, алевролітів, халцедонолітів та кварциту. В нижній частині

товщі по р. Тарнава встановлені одиничні обкатані уламки альбітизованих діабазів. В окремих пластах гравелітів зустрічаються пустоти, заповнені кальцитом, а в цементі присутній доломіт. Вверх по розрізу (10–20 м від подошви) в основі вирвинської фації, в гравелітових проверстках відбувається зміна петрографічного складу і вони переходять в органогенноуламкові вапняки з домішкою уламків метаморфічних порід. Це явище вказує на зміну геохімічного середовища та короткочасову зміну джерела живлення кластичним матеріалом.

Гравеліти надвірнянського фаціального комплексу істотно відрізняються від вирвинського. Вони дрібно- та середньозернисті, невідсортовані. Цемент глинистий, карбонатно-глинистий, інколи гіпсовий. Петрографічний склад уламків в основному відповідає складу порід вирвинського фаціального комплексу, але серед них повністю відсутні уламки яшм і халцедонолітів. В підвищеній кількості знаходяться уламки темнозбарвлених відкладів менілітової світи олігоцену. В більшості випадків гравеліти переходять в патуми. В розрізах межиріччя Пістинка–Прут в окремих пластах встановлені уламки основних ефузивних порід, альбітизованих з мікротрахітоїдною структурою.

Проверстки і пласти гравелітів, які залягають в безпосередній близькості з стратиграфічно вище залягаючими соленосними відкладами, в значній мірі змінені. Гравій кристалічних сланців легко руйнується. Часто в гравелітах зустрічаються пустоти вилуговування. Це явище зумовлене геохімічними особливостями постседиментаційного середовища, яке проявляється в агресивному впливі на породи хлоридних і сульфатних вод. Мінерали важких фракцій гравелітів здебільшого представлені гранатом, цирконом, рутилом, турмаліном, ставролітом, сфеном, ільменітом.

*Пісковики і алевроліти* – найпоширеніші літологічні відміни в стебницькій товщі. Вони утворюють лінзи, проверстки і пласти. За текстурно-формаційними ознаками поділяються на загально формаційні і руслові – поверхневі і підводні (рис. 4.2.).

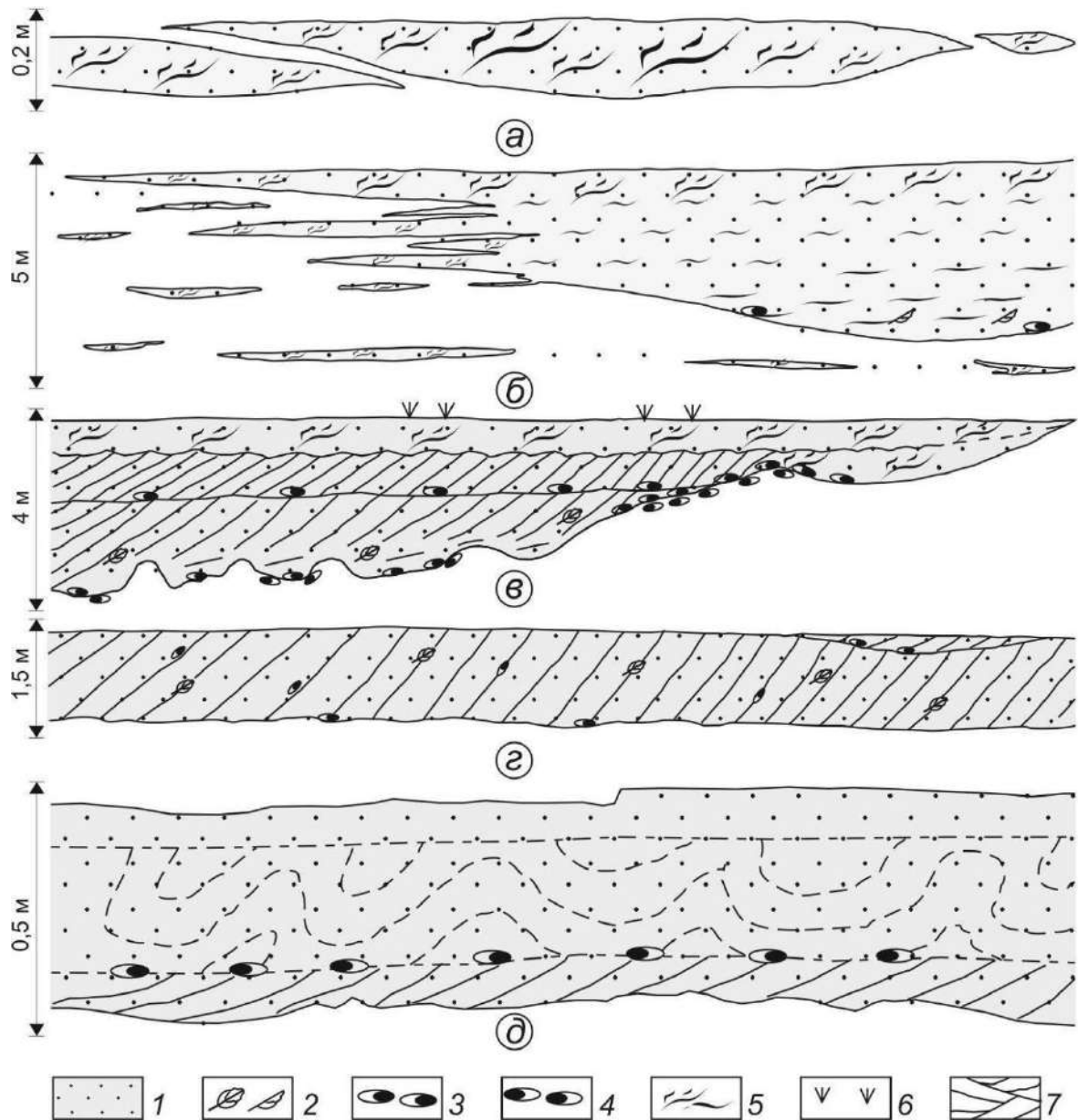


Рис. 4.2. Морфологічні особливості пісковиків стебницької світи (зарисовки з відслонення)

а – загально формаційні, б – підводно-руслові, в – поверхнево-руслові, г – незавершеного розвитку, д – руслові пісковики з текстурами оповзання. 1 – піщанистий матеріал, 2 – рослинний детрит, 3 – гальки зеленувато-сірих глин, 4 – гальки вишнево-червоних глин, 5 – конседиментаційна складчастість, 6 – сліди хребетних, 7 – шаруватість

Загальноформаційні пісковики і алевроліти розвинені в межах всієї строкатоколірної товщі відкладів стебницької світи і утворюють проверстки та лінзочки товщиною 0,01–0,8 м (рис. 4.3.), протяжністю до декількох метрів. Залягають алевро-псаміти на незначно еродованій поверхні підстеляючих глин. В

районі с. Винники в одному із пластів пісковика відмічені уламки туфів, зональних плагіоклазів. Знахідка туфу і порфіриту відома в стебницькій товщі по р. Ясенка.

На різних стратиграфічних рівнях в підшві світи виявлені численні знахідки відбитків слідів газелей, куликів та буслів. Аналіз даних замірів косої шаруватості показує, що в стебницький час переважали течії, які вкладаються в азимутальний сектор між 220–250<sup>0</sup>.

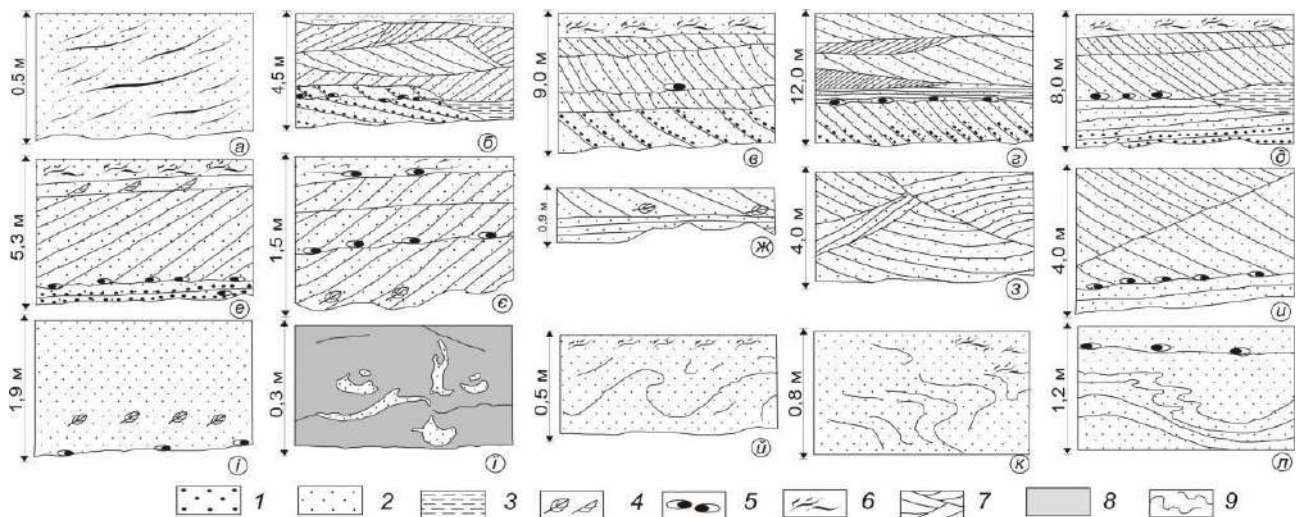


Рис. 4.3. Текстурні особливості пісковиків стебницької світи (зарисовки з відслонень)

1 – гравелістий компонент, 2 – піщаний матеріал, 3 – строкатоколірні породи, 4 – вуглефіковані рослинні рештки, 5 – включення гальок червоних та зелених глин, 6 – конседиментаційна складчастість, 7 – шаруватість, 8 – червоноколірні глини, 9 – текстури оповзання.

а – масивний пісковик з конседиментаційною складчастістю; б, д – характер вклинювання строкатоколірних глин; в, д, е – косої шаруватості; б, г – перехресна шаруватість; є – поліциклічний характер шаруватості; ж – зміщена шаруватість річкового типу; з – перехресна; и – зміщена шаруватість; і – горизонтальна шаруватість; ї – ін'єкційні скупчення піщаного матеріалу серед червоноколірних глин; й – вигнута шаруватість, к, л – пісковики з текстурами оповзання

Кластичний матеріал, серед якого переважає кварц, складає 45–80 % породи. В різних співвідношеннях спостерігаються домішки калієвого польового шпату, плагіоклазу, мусковіту, хлориту, в незначній кількості присутній глауконіт. В нижній частині пластів пісковиків серед кластичного псамітового

матеріалу присутні кварцит, кварц хлоритові сланці, вапняки, кварц з халькозином.

Поверхні підосви пісковиків густо всіяні мінералами важких фракцій, що створюють враження природного шліха. Мінерали важкої фракції представлені гранатом, цирконом, магнетитом, рутилом, лейкоксеном, турмаліном та монацитом. У вирвинському фаціальному комплексі вверх по розрізу зменшується розмірність, обкатаність і вміст гранату, циркону та магнетиту, з'являється більше лейкоксену й зникає рутил. В другому – надвірнянському літолого-фаціальному комплексі розподіл акцесорних мінералів в розрізі товщі характеризується зворотніми показниками.

Забарвлення пісковиків і алевролітів відображає контрастність геохімічного середовища осадоагромадження та подальших постседиментаційних змін. Порооди сірого забарвлення з зеленуватими, рожевими і червоними відтінками. В загальноформаційних, а іноді і руслових алевро-псамітах на поверхні підосви спостерігається плямисте забарвлення, виражене нерівномірним або локальним заміщенням рожевувано-червоного кольору на зеленувато-сірий. Цемент у породах догори по розрізу змінюється з карбонатного на глинисто-карбонатний, глинистий, а завершує розріз верхньостебницької підсвіти – глинисто-гіпсовий. Це дозволяє констатувати, що геохімічне середовище впродовж стебницького часу змінювалось, що відобразилось на мінеральному складі цементу алевро-псамітів.

*Глини* – найпоширеніші породи у відкладах стебницької світи. Головною їх ознакою є різноколірне зафарблення: червоне, рожеве, сіре, рідше чорне і біле з найрізноманітнішими відтінками (рис. 4.4.). Часта почергова зміна цього забарвлення надає їм ознаку строкатості та відображає контрастність геохімічного середовища осадоагромадження. Товщина прошарків глин 0,5–60 см.

Співвідношення прошарків глин з іншими породами та їх морфологія найповніше була висвітлена В.І. Колтуном [43].



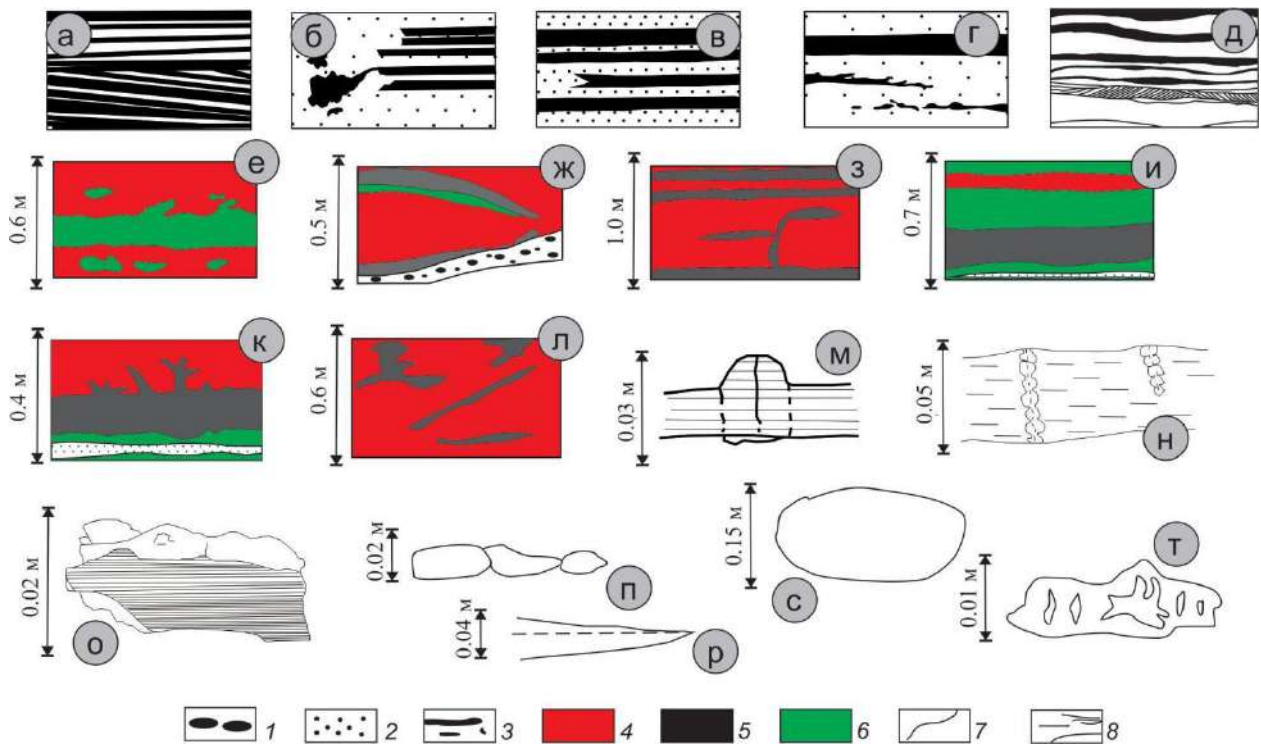


Рис. 4.4. Текстурні особливості глин за В.І. Колтуном (з доповненням автора) [43]

1 – гравійний матеріал, 2 – піщаний матеріал, 3 – прошарки глин, 4 – червоноколірні глини, 5 – чорні глини, 6 – зеленкувато-сірі глини, 7 – межі поверхонь наверстування, 8 – мікросхаруватість.

Текстури: а – зрізана коса шаруватість, б – горизонтальна шаруватість зі слідами перемиву глинистого компоненту, в – поступовий перехід глин в пісковики, г – сліди вклинювання та розщеплення глинистих проверстків, д – коса шаруватість зі слідами заміщення іншими косими серіями з протилежним напрямком падіння, е, ж, з, и, к, л – характер співвідношення проверстків червоноколірних, зеленувато-сірих та чорних глин, м – стовпоподібні скупчення глинистого матеріалу, н – вервечкоподібні скупчення більш ущільненої глинистої карбонатної і не карбонатної глинистої маси, о – мікросхарувата текстура, п, р, с, т – морфологічні різновиди мергелів та вапняків, карбонатні стяжіння

Особлива увага приділялась взаємовідношенню різнозафарблених ділянок або прошарків в глинах. Найвиразніші приклади такого контактуючого співвідношення такі:

- червоні – зеленуваті глини;
- червоні – чорні – зеленуваті;
- зеленкувато-чорні – зеленувато-червоні.

Ці співвідношення виразно показують контрастність геохімічного середовища осадоагромадження: від кислого ( $Eh \pm 230 \mu V$ ) до нейтрального ( $Eh$



$\pm 180 \mu\text{V}$ ), кисло-відновного ( $E_h \sim 240\text{--}140 \mu\text{V}$ ), відновного-нейтрального ( $E_h \sim 140\text{--}180 \mu\text{V}$ ).

Глини складаються з гідрослюдистих мінералів, рідше з домішкою каолініту або монтморилоніту, уламкових мінералів (кварцу, хлориту, глауконіту, окремих зерен польових шпатів). Вилучені важкі фракції з глин складаються з одиничних зерен гранату, циркону та округлих кульок гідрокислів заліза.

В глинах чорного забарвлення надвірнянського літолого-фаціального комплексу виявлена рудна мінералізація (пірит, халькозин, борніт, галеніт, вюртцит, мікросамородки міді). Мінералізація також встановлена у тріщинах усихання в глинах, які виповнені піщаним матеріалом.

Білі, рожеві та зеленкувато-сірі глини приурочені до середньої частини верхньостебницької світи, жирні на дотик, містять гексагональні пластинки біотиту. Автором встановлено, що у надвірнянському літолого-фаціальному комплексі серед гідрослюдистих глин зустрічаються провстки майже мономінеральних монтморилонітових глин чи змішаношаруватих утворень з домішками гідрослюди, хлориту чи каолініту, які містять глауконіт, біотит та окисли заліза.

*Мергелі і вапняки* утворюють окремі провстки, стяжіння, в більшості випадків піщанисті в підшві провстку, морфологічні особливості яких показані на рисунку 4.4. п, р, с, т. Складені вони пелітоморфною масою з домішками пелітового і кластичного матеріалу. Серед відкладів спостерігаються специфічні карбонатні стяжіння з текстурою усихання. Автором ці стяжіння спостерігались, як уже відзначалось вище, в вирвинському фаціальному комплексі і аналогічні знайдені в глинистому провстку червоних глин в селі Старі Кути в урочищі Кідеванівка. Тут вони подекуди утворюють низкоподібні дещо зміщені по латералі і по вертикалі згустки, які утворюють одне ціле в межах перших сантиметрів. В іншому випадку в розрізі стебницьких відкладів в селі Стопчатів автором виявлено глинистий провсток суцільно пронизаний кристалами кальциту у вигляді щільних друз, субстратом для кристалів яких

послугував підстеляючий проверсток глини, а самі кристали кальциту наростали на ньому орієнтовано й виключно по осях другого порядку  $L_2$ .

*Соляні брекчії* приурочені до верхніх частин розрізів відкладів стебницької світи. В покрівлі і подошві соляних відкладів, які не зазнали брекчіювання, спостерігаються лінзовидні проверстки і лінзи білих і рожевих гіпсів.

#### **4.2. Геохімія літогенезу вирвинського комплексу**

Геохімічні особливості літогенезу відкладів стебницької світи, які поширені у північно-західній частині дослідженої території і представлені вирвинським літолого-фаціальним комплексом (рис. 4.1., 4.5.), досліджувались автором лише в загальних рисах.

Як видно з рисунка 4.1., вирвинський літолого-фаціальний комплекс представлений нижньою, середньою та верхньою підсвітами. В подошві цього комплексу зі стратиграфічною неузгодженістю залягає базальний конгломерат (1,3–1,4 м), складений галькою екзотичного матеріалу.

В найповнішому відслоненні стебницьких відкладів (села Тарнава – П'ятнички) вирвинський літолого-фаціальний комплекс має складну будову. Загальною специфічною особливістю цієї товщі є збільшення в ній товщини пластів пісковиків догори по розрізу, на що вказують ряд дослідників [10, 11, 25, 43]. Також догори по розрізу відбувається зменшення або повне щезання екзотичного матеріалу, яким переважно збагачені в подошві пласти пісковиків.

**Нижня підсвіта** складена конгломератами, гравелітами, пісковиками, глинами, рідше вапняками, які за характером чергування утворюють пласти від 20 до 70 м. Причому потужніші пласти немов би завершують тонко-шаруваті проверстки, таким чином підкреслюючи своєрідну циклічність в формуванні товщі. На фоні тонкоритмічної будови пачок в їх середній частині встановлено пласти пісковиків дещо збільшеної товщини (0,2–0,5 м). Потужні пласти пісковиків в подошві світи збагачені гравелітистим компонентом, косошаруваті.

Товщина зростає до покрівлі від 2 до 25–30 м. Загальна товщина підсвіти становить 293–300 м.

**Середня підсвіта** характеризується переважанням в розрізі вишнево-червоних глин, рідше бурувато-чорних і зеленкувато-сірих, з виразною підпорядкованою кількістю проверстків гравелітів і пісковиків товщиною від 0,05 до 0,2 м. Відклади цієї підсвіти добре витримані по простяганню, їх товщина складає 100–105 м.

**Верхня підсвіта** схожа за будовою з нижньою, але піщанистіша. Пласти пісковиків збагачені гравелітовим компонентом лише в нижній частині підсвіти та містять підвищену кількість вуглефікованого детриту в порівнянні з нижньою підсвітою. Нагромадження обвуглених рослинних решток підкреслює шаруватість пісковиків і особливості діагенетичного сповзання піщанистого осаду, а також сприятливе відновне середовище для захоронення органічної речовини. Тонкоритмічні пачки порід, що заповнюють простір між верствами пісковиків, за будовою подібні зі своїми аналогами в нижній підсвіті, але містять більше зеленувато-сірих проверстків. В середній частині пачок відкладів паралельно площинам нашарування фіксуються порожнисті карбонатні стяжіння з текстурами усихання, що відповідають утворенням, які були описані В. І. Колтуном [42].

Догори по розрізу у верхній підсвіті збільшується кількість проверстків пісковиків і виразно зменшується їх товщина. В підсвіті розвинені явища оповзання осаду. По р. Бистриця-Підбужська знайдено відбитки слідів птахів. Товщина підсвіти складає 124–135 м.

Перекриваються ці відклади сіроколірною піщано-глинистою, місцями засолоненою товщею, яка за літературними даними [12, 13] схожа на так звану балицьку світу. Загальна товщина відкладів вирвинського фаціального комплексу не перевищує в досліджених розрізах 520–600 м.

На рисунку 4.5. продемонстровано співставлення обох літолого-фаціальних комплексів за їх літолого-фаціальною структурою та подані геохімічні параметри середовища мінералоутворення, які визначені для надвірнянського

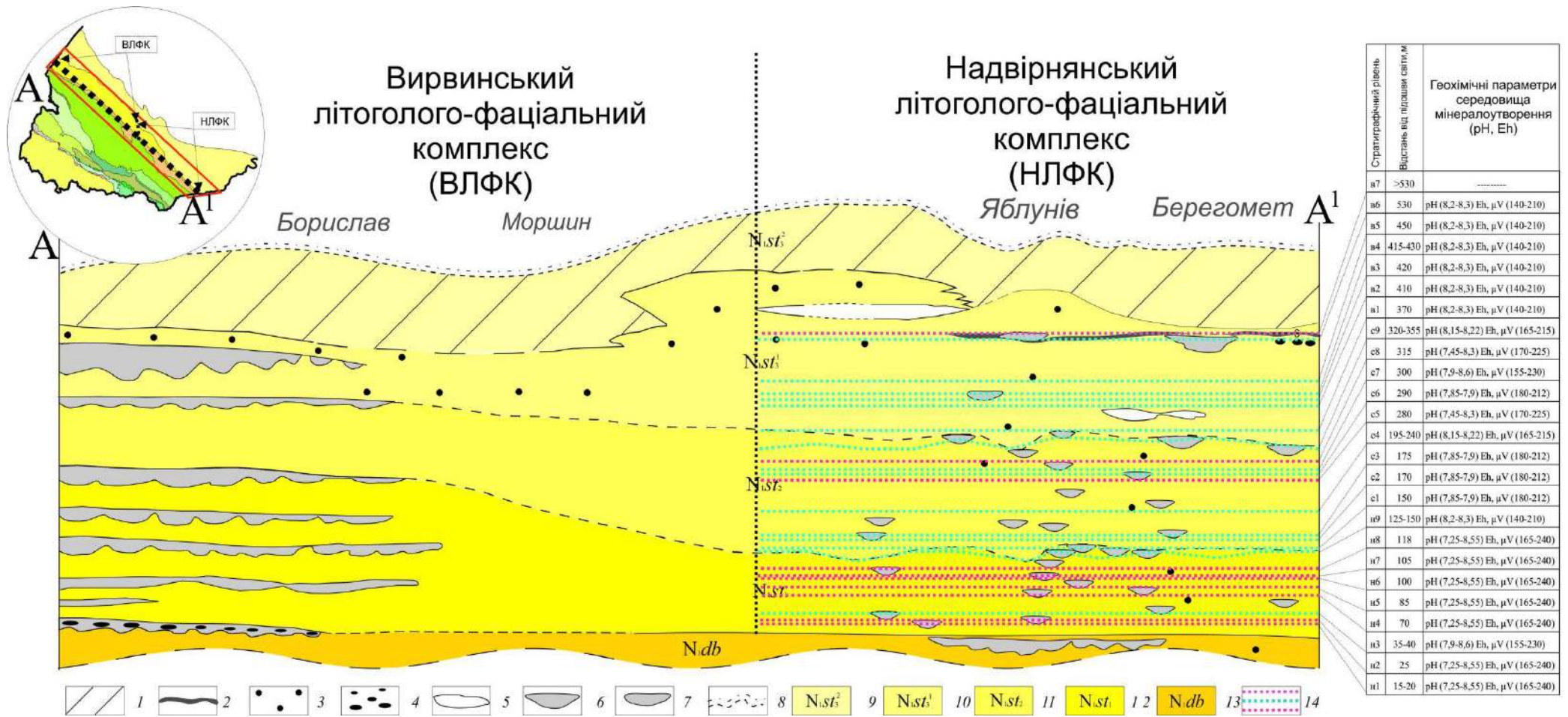


Рис. 4.5. Літолого-фаціальна структура та геохімічні параметри середовища мінералоутворення відкладів стебницької світи Передкарпатського прогину (по лінії А-А Добромиль-Берегомет) (побудовано автором)

1 – псаміто-глинисті сіроколірні соленосні відклади, 2 – монтморилонітові глини, 3 – глини підвищеним вмістом псамітового компоненту, 4 – гравеліти псаміто-глинисті строкато колірні, 5 – лінзи аргілітів та глин, глинисто-псамітові сіро колірні, 6 – пісковики руслових фацій, 7 – пісковики поверхневих фацій, 8 – стратиграфічні межі з перекриваючими породами, 9 – верхньостебницька сіроколірна товща, 10 – вулканогенно-осадова товща верхньостебницької підсвіти, 11 – середньостебницька підсвіта, 12 – нижньостебницька підсвіта, 13 – воротищенська (добротівська) світа, 14 – стратиграфічні підрівні мінералізації

літолого-фаціального комплексу, і проведена кореляція цих даних із вирвинським літолого-фаціальним комплексом для всіх трьох підсвіт. Встановлено, що відклади нижньої підсвіти вирвинського літолого-фаціального комплексу формувались в середовищі, яке тяжіє до кислого та нейтрального, про що свідчать показники рН (~7,25). В середньостебницькій підсвіті параметри середовища відзначаються більшою лужністю рН (~7,5). Щодо верхньостебницької підсвіти, то тут середовище мінералоутворення є більш мінливим: до горизонту монтморилонітових глин практично всі заміри рН (8,2–8,3) відповідають лужному середовищу.

### **4.3. Геохімія літогенезу надвірнянського комплексу**

Дослідження геохімічних параметрів середовища мінералоутворення надвірнянського літолого-фаціального комплексу, як видно з рисунка 4.5., проводились автором більш детально.

В таблиці 4.1. подано результати замірів рН та Eh, які стали вагомим підґрунтям для аналізу середовища літогенезу в ранньому міоцені для відкладів надвірнянського літолого-фаціального комплексу. Заміри показників для взірців з рудними мінералами дозволили прослідкувати певну тенденцію щодо зміни параметрів геохімічного середовища мінералоутворення. Найбільша мінливість геохімічного середовища зафіксована у верстві монтморилонітових глин: відклади різнозбарвлені (сірі, чорні, білі, зелені, бузкові, цеглянисто-рожеві) та мають різний вміст карбонату кальцію, що вказує на часту зміну параметрів середовища осадоагромадження.

В таблиці 4.2. подано результати визначення карбонатності відкладів стебницької світи Передкарпатського прогину для надвірнянського літолого-фаціального комплексу. Як видно із даних, вміст карбонату кальцію в глинистих породах коливається від нульових значень до 19,80%. І лише в карбонатних стяжіннях, як у представницькій пробі (2 Старі Кути, табл. 4.2.) встановлений вміст  $\text{CaCO}_3$  – 85,57 %. Такий високий вміст карбонату кальцію є характерним лише для карбонатних стяжінь, аналогічні утворення описані раніше В. І. Колтуном [43].

Таблиця 4.1.

**Дані замірів рН та Eh для відкладів стебницької світи надвірнянського літолого-фаціального комплексу (складено автором)**

№ проби	рН	Eh, μV	рН	Eh, μV	рН	Eh, μV	Мінімальні та максимальні значення рН та Eh
	(24 год)		(48 год)		(72 год)		
1	2	3	4	5	6	7	8
Надвірна-1	8,6	215	8,45	185	8,4	210	рН (7,9-8,6) Eh, μV 155-230
Надвірна-2	8,25	225	7,9	185	8,1	210	
Надвірна-3	8,1	230	8,4	190	8,05	215	
Надвірна-4	8,2	225	8,1	185	8,05	220	
Надвірна-5	8,4	155	8,3	185	8,3	215	
Надвірна-6	8,1	170	8,05	185	8,22	209	
Надвірна-7	8,1	180	7,9	185	8,15	210	
Надвірна-8	8,55	215	8,55	190	8,38	210	
Делятин-1	8,45	215	8,3	205	8,25	215	рН (7,25-8,55) Eh, μV 165-240
Делятин-2	7,7	240	7,6	190	7,6	222	
Делятин-3	8,55	145	8,3	175	8,25	210	
Делятин-4	7,75	170	7,5	180	7,8	213	
Делятин-5	7,25	190	7,8	115	7,25	222	
Делятин-6	7,75	185	7,5	195	7,96	215	
Делятин-7	8,15	165	7,95	210	7,85	220	
Делятин-8	8,1	175	8,2	180	8,4	212	
Дубовий-1	8,2	165	8,05	190	8,3	205	8рН (6,25-8,45) Eh, μV 165-230
Дубовий-2	8,45	205	8,4	200	8,1	220	
Дубовий-3	7,9	185	7,85	185	7,94	213	

1	2	3	4	5	6	7	8
Дубовий-4	7,6	190	7,7	190	7,82	222	
Дубовий-5	6,25	210	6,6	230	7,2	215	
Ланчин-1	8,3	160	8,2	190	8,3	210	pH (8,2-8,3) Eh, $\mu$ V 140-210
Ланчин-2	8,2	140	8,25	190	8,2	206	
Лосєва-1	8,3	220	8,3	210	8,15	210	pH (7,45-8,3) Eh, $\mu$ V 170-225
Лосєва-2	7,8	170	8,05	180	8,05	212	
Лосєва-3	7,85	220	7,6	210	7,45	225	
Саджава-1	8,4	170	8,25	180	8,25	210	pH (7,8-8,4) Eh, $\mu$ V 150-215
Саджава-2	7,8	170	8,15	180	8,15	212	
Саджава-3	8,2	175	8,1	185	8,25	215	
Саджава-4	8,4	150	8,35	225	8,05	205	
Саджава-5	8,1	175	8,05	190	8,15	215	
Яблунів-1	7,9	180	7,85	185	7,9	212	pH (7,85-7,9) Eh, $\mu$ V 180-212
Россільна-1	8,35	220	8,35	195	8,2	215	pH (8,2-8,35) Eh, $\mu$ V 195-220
Баня-Березів-1	8,6	205	8,8	200	8,25	210	pH (8,25-8,8) Eh, $\mu$ V 200-210
Білі Ослави-1	8,2	165	8,15	175	8,22	215	pH (8,15-8,22) Eh, $\mu$ V 165-215

**Вміст карбонату кальцію у відкладах верхньостебницької світи  
нижнього міоцену (складено автором)**

№ відслонення*, <i>проби</i>	Місце відбору	Карбонатність, %
24, 11\7	с. Ланчинське Заріччя	н\к**
24, 11\6	с. Ланчинське Заріччя	11,88
24, 11\5	с. Ланчинське Заріччя	н\к**
24, 11\4a	с. Ланчинське Заріччя	н\к**
24, 11\4	с. Ланчинське Заріччя	н\к**
24, 11\3	с. Ланчинське Заріччя	9,83
24, 11\2	с. Ланчинське Заріччя	16,15
24, 13\3	с. Ланчинське Заріччя	6,55
24, 13\2	с. Ланчинське Заріччя	18,56
24, 13\6	с. Ланчинське Заріччя	14,12
24, 13\1	с. Ланчинське Заріччя	8,93
24, 11\1	с. Ланчинське Заріччя	н\к**
8, 746\1	сmt. Яблунів	14,71
9, 8\1	сmt. Яблунів	н\к**
8, 746\3	сmt. Яблунів	8,02
8, 746\4	сmt. Яблунів	19,80
8, 746\5	сmt. Яблунів	15,84
9, Ябл	сmt. Яблунів	н\к**
4, 2	с.Старі Кути	85,57
4, 2a	с.Старі Кути	15,98
4, 1	с.Старі Кути	16,95
26, Л-1	с. Делятин	6,17
7, 12\1	с. Баня Березів	12,62
22, 14a	с. Мишин	2,27
22, 14б	с. Мишин	н\к**
22, 14в	с. Мишин	н\к**

\* Місце відбору та номер проби показано на рис. 3.1.

\*\*н/к – не встановлена карбонатність



Карбонат кальцію приурочений до нижньої частини проверстків, де знаходиться у вигляді цементу у теригенних породах. Догори по розрізу стебницької світи вміст карбонату кальцію зменшується, а цемент в алевро-псамітах відповідно змінюється на карбонатно-глинистий і вміст його настільки знижується, що у покрівлі він знаходиться в стані сипучої (крихкої) маси.

У вирвинському фаціальному комплексі в покрівлі ритмопачок руслових фацій знаходяться порохнаві карбонатно-глинисті стяжіння (в кожному ритмі) значних розмірів. В надвірнянському літолого-фаціальному комплексі автором знайдено невеликі стяжіння лише в урочищі Кідеванівка (с. Старі Кути).

Надвірнянський літолого-фаціальний комплекс – складно побудована строкатоколірна піщано-глиниста товща, яка за своїми як літологічними, так і геохімічними властивостями вказує на контрастність середовища її літогенезу і характеризується різкою фаціальною мінливістю в межах близьких розрізів, розміщених вхрест простягання до Передкарпатського прогину (рис. 4.1., 4.5.). Ця товща залягає на сіроколірних відкладах добротівської світи та відзначається наявністю типових мідистих пісковиків і чорних глин.

За літолого-петрографічними ознаками товщу стебницьких відкладів надвірнянського літолого-фаціального комплексу поділяємо на нижню, середню і верхню підсвіти.

На загальному фоні тонкошаруватої глинистої товщі в розрізі стебницької світи вирізняються потужні лінзи і пласти пісковиків (1–10 м). На поверхнях нашарування часто спостерігаються сліди птахів, кошачих, парно- і непарнокопитних, земноводних, сліди від плавників риб, відбитки дзьобів птахів, сліди, що відображають гідродинамічні умови в басейні осадоагромадження, атмогліфи (відбитки кристалів льоду, сліди дощових крапель).

Розподіл гравійного екзотичного матеріалу нерівномірний з тенденцією зростання його вмісту і розмірності догори по розрізу до соленосних відкладів.

По потоці Кобилиця встановлено пласт конгломерату (3–7 м), складений уламками метаморфічних порід схожими за складом на пістинські конгломерати.

Найважливішою особливістю надвірнянського комплексу є наявність мідистих пісковиків, мідистих сланців і монтморилонітових глин, а також поширення інших рудних і нерудних мінералів, які, як продемонстровано в таблиці 4.3. та на рисунку 4.5., локалізуються в породах на 24 стратиграфічних рівнях [79]. Окремий 25-й стратиграфічний рівень виділено на підставі встановленого регіонального поширення горизонту монтморилонітових глин, які можуть служити ідеальним стратиграфічним корелятивом.

Таблиця 4.3.

**Стратиграфічне положення рудної та нерудної мінералізації в нижньоміоценових відкладах стебницької світи надвірнянського літолого-фаціального комплексу (складено автором з використанням матеріалів Петруняк, 1977) [79]**

Підсвіта	Відстань від подошви комплексу, м	Мінерали
1	2	3
верхня (В)	(в7) >530	монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, гідрослюда-монтморилоніт (ректорит), гідрослюда, вермикуліт, цеоліти (мезоліт, філіпсит, гейландит), каолініт
	(в6) 530	ковелін, куприт, малахіт
	(в5) 450	ковелін, куприт, тенорит, малахіт
	(в4) 415-430	марказит, галеніт
	(в3) 420	малахіт
	(в2) 410	халькозин, ковелін, сфалерит, малахіт
	(в1) 370	халькозин, ковелін, малахіт
середня (С)	(с9) 320-355	пірит, халькопірит, борніт, халькозин, галеніт, сфалерит, куприт, малахіт, вюрцит
	(с8) 315	халькозин, марказит, малахіт

1	2	3
	(с7) 300	ковелін, куприт, малахіт, азурит
	(с6) 290	халькозин, ковелін, куприт
	(с5) 280	халькопірит, марказит, сфалерит, малахіт
	(с4) 195-240	халькозин, галеніт, марказит, малахіт
	(с3) 175	ковелін, малахіт
	(с2) 170	ковелін, куприт, малахіт, азурит
	(с1) 150	ковелін, куприт, малахіт
нижня (Н)	(н9) 125-150	пірит, халькопірит, борніт, халькозин, галеніт, сфалерит, куприт, тенорит, малахіт, азурит
	(н8) 118	ковелін, малахіт
	(н7) 105	пірит, халькопірит, борніт, халькозин, ковелін, малахіт,
	(н6) 100	ковелін, малахіт
	(н5) 85	халькопірит
	(н4) 70	халькозин, малахіт
	(н3) 35-40	халькозин, халькопірит, пірит, ковелін, малахіт, галеніт
	(н2) 25	халькозин, малахіт
	(н1) 15-20	халькозин, марказит, галеніт

#### 4.3.1. Мінералого-геохімічна та петрографічна характеристика нижньостебницької підсвіти

Нижньостебницька підсвіта складається з однотипно побудованих пачок (3–20 м), що повторюються в її об'ємі 6–15 разів. Складені вони проверстками алевролітів, пісковиків, глин, мергелів. Нижні частини пачок глинисті з переважанням зеленкувато-сірого забарвлення над рожево-червоним. В напрямку

до покрівлі в глинистих пачках збільшується піщанистість і карбонатність. Товщина проверстків пісковиків та піщанистих мергелів порід складає 0,5–15 см.

У верхній частині розрізу нижньостебницької підсвіти спостерігається заміщення глинистих пачок пісковиками підводно- і поверхнево-руслених фацій. На 40–50 м від низу світи в окремих розрізах (с. Делятин, с. Жураки) на поверхні алевролітових проверстків встановлено зірчасті скупчення стронціобариту і целестину та контрастні відбитки тріщин усихання.

Спостерігається закономірність нерівномірного розвитку глинистих проверстків навіть у близько розташованих відслонених розрізах. Це явище відображає фаціальну мінливість і специфіку формування відкладів. Така тенденція спостерігається і в регіональному плані Самбірської зони на прикладі розрізів, де глинисті проверстки у відсотках відносно всієї товщі становлять: смт. Яблунів – 58 %, с. Делятин – 65 %, с. Ланчин – 70–56 %, с. Розсільна – 84 %, с. Жураки – 56 % і не завжди є надійним показником розчленування підсвіти чи інших побудов.

До нижньостебницької підсвіти приурочені багаті знахідки атмогліфів (тріщин усихання, дощові краплі, сліди хвиль) і відбитки слідів хребетних (птахів, газелей, хижаків). Останні розміщуються на п'яти стратиграфічних рівнях від подошви підсвіти: I – 18–20 м, II – 30 м, III – 80 м, IV – 90 м, V – 105–150 м.

В загальному, нижньостебницька підсвіта має поліциклічний характер будови, що проявляється в повторенні однотипно побудованих ритмопачок. Це дозволяє відрізнити її від підстелюючих і перекриваючих товщ. До покрівельних частин ритмопачок приурочені мідисті пісковики, за якими вартує проводити верхню межу підсвіти. Загальна потужність підсвіти 120–150 м. Геохімія літогенетичних перетворень визначається положенням окисно-відновної поверхні  $Eh_0$  в середині чергово відкладеного ритму. Параметри середовища згідно замірів показників коливаються в діапазоні: рН 7,25–8,2 і  $Eh$  140–240  $\mu V$ . Геохімічні параметри середовища осадконагромадження для нижньостебницької підсвіти виміряні для проб з характерною мінералізацією, для якої характерно переважання мінералів міді, подано в таблиці 4.4., а також положення кожного

рівня у розрізі надвірнянського літолого-фаціального комплексу продемонстровано на рисунку 4.5.

Таблиця 4.4.

**Геохімічні параметри середовища мінералоутворення  
для відкладів нижньостебницької підсвіти (складено автором)**

Рівень	Відстань від підшови світи, м	№ відслонення*	Геохімічні параметри середовища мінералоутворення
н9	125–150	22	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210
н8	118	25	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240
н7	105	29	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240
н6	100	26	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240
н5	85	28	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240
н4	70	27	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240
н3	35–40	22	pH (7,9–8,6) Eh, $\mu\text{V}$ 155–230
н2	25	30	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240
н1	15–20	24	pH (7,25–8,55) Eh, $\mu\text{V}$ 165–240

\* Місце відбору та номер відслонення показано на рис. 3.1.

*Рівень н1* розміщений в 15–20 м від підшови світи. Мідисті пісковики цього рівня, як правило, містять численні включення глинистих уламків і

гальок глин. Мінералізація представлена халькозином, марказитом і галенітом. Останній розвивається в центральних частинах стулок остракод.

**Рівень n2** – мідистий пісковик в цьому ж розрізі залягає дещо вище попереднього.

**Рівень n3.** На цьому рівні товщина мідистих пісковиків не перевищує 0,8–1,5 м. По простяганню псаміти швидко виклинюються. Розподіл рудних мінералів закономірний. Внизу пласта мінералізація мідна, а догори по розрізу змінюється – переважає галеніт.

**Рівень n4.** Мінералізовані пісковики цього рівня містять мідну мінералізацію в підшві кожного прошарку, що виявляється в скупченні мінералів міді по поверхні косих прошарків в асоціації із значною скупченістю акцесорних мінералів. Прошарки з брижами течій річкових заплав, розділені між собою строкатоколірними мергелистими глинами, які зливаючись із псамітами утворюють суцільний пласт (до 0,8 м).

**Рівень n5.** Цей рівень характеризується локальним розвитком тонких проверстків грудкуватих слюдистих алевролітів. Мідна мінералізація розвинена у них лише в підшві на плямистих ділянках з зеленувато-сірим забарвленням на рожево-червоному фоні. В цих алевролітах зустрічаються невеличкі пустоти вилуговування, порожнини яких вистелені дрібненькими кристалами бариту.

**Рівень n6** – це проверсток аналогічний до вищеописаного алевроліту, що має невтриману товщину і на окремих ділянках досліджуваної території зникає по простяганню.

**Рівень n7** в дялятинському розрізі по р. Прут виражений поверхнево-руською фацією, яка представлена пісковиком товщиною 1,2–1,5 м серед тонковерсткуватих глинистих відкладів. Нижня частина пісковіку збагачена рослинним вуглефікованим детритом, клаптиками стебел рослин, що нагадують за формою і скульптурою поверхні сучасний рогіз. В розрізі пласта спостерігається коса шаруватість річкового типу в декілька поверхів, на кожному стику якого є глинисті гальки і їх уламки. У 5–12 см від покрівлі на відшарованій поверхні наявні хвилеприбійні знаки з численними відбитками

дощових крапель на їх поверхні. На покрівлі пласта розвиненні полігональні тріщини усихання з відбитками слідів хижаків. На поверхні ерозійного врізу зустрінуті також оригінальні ієрогліфічні утворення. Рудна мінералізація цього пласта, збагаченого вуглефікованими рештками рослин, зосереджена в нижній частині 7 рівня. Розподіл рудних мінералів підпорядкований певній послідовності по вертикалі. Біля самої підшви розвинений пірит у вигляді вкрапленості у карбонатному цементі. Розміщені поруч фосфатизовані та піритизовані рослинні рештки. По вертикалі пірит заміщується халькопіритом і борнітом, які утворюють субграфічні зростки. Дещо вище мінералізованого інтервалу виявлено мінералізоване скупчення з цементуючою гіпсовою масою, що містить вкрапленість халькопіриту з борнітом в субграфічному проростанні. Мінералізована частина пісковика збагачена в значній мірі акцесорними мінералами, верхня частина пісковика збіднена на ці мінерали і не містить жодних мінералів свинцю, цинку та міді. В зоні гіпергенезу по мінералізованих ділянках розвивається вторинний малахіт.

**Рівень n8** – проверсток мідистого пісковика в делятинському розрізі, який складений слюдистим, грудкуватим алевролітом з халькозиною мінералізацією та пустотами вилуговування, які заповнені кристалами бариту. Тріщини, що перетинають проверсток, виповнені малахітом, який не поширюється ні на підстелюючі породи, на ті, що перекривають цей проверсток.

**Рівень n9** відповідає покрівлі нижньостебницької світи. На цьому рівні, віддаленій на 125–150 м від низів товщі, розміщуються мідисті пісковики, які досліджені автором у численних розрізах стебницьких відкладів в басейнах рік Луква, Бистриця-Солотвинська, Бистриця-Надвірнянська, Прут і Лючка.

По р. Лючка в трьох наближених розрізах по простяганню відкладів виявлено потужний пласт пісковика руслової фації з борніт-халькопіртовою мінералізацією, яка розвинута по карбонатному цементу породи. В одному збереженому від розмиву виступі встановлено, що цей пісковик перекривався мінералізованими сірими глинами із значною домішкою псамітового матеріалу

та мінералами міді внизу, які змінюються догори по розрізу мінералами свинцю.

Мінералізація в пісковіку повторюється в розрізі двічі з властивою зміною мінералів по стратиграфічній вертикалі в такому порядку: пірит – халькопірит – борніт – халькозин – галеніт і борніт – халькозин.

За 0,2 м від підосви н9 рівня зустрінуто скупчення рослинного детриту (в усіх виходах) і уламків стебел рослин (схожі на сучасний рогіз), що заміщені халькозином іноді з кофінітом чи раскоелітом.

Встановлені руслові фації мідистих пісковиків цього рівня вказують на наявність поблизу басейну осадоагромадження крупної річкової палеоартерії. На цьому ж рівні зустрінуті пісковики по потоках Ключів, Кобилиця і р. Прут та р. Бистриця-Надвірнянська. Напряв зносу кластичного матеріалу і саме простягання пластів руслових фацій в початковому стані в басейні седиментації вкладається в азимут 130–140°.

По потоці Кобилиця зустрінуто пласт мідистого пісковіку із значною косою шаруватістю, на поверхні нашарування якої знаходяться рослинні рештки, по яких розвиваються мінерали міді і заліза (гідрокиси заліза та малахіт). У підосві пісковіка виділяються два горизонтально розшаровані проверстки попелястого кольору. В нижньому розвинений азурит, а у верхньому – малахіт.

По річці Прут мідистий пісковик цього рівня залягає серед тонковерстуватих строкатоколірних порід з дещо підвищеною глинистістю. Мінерали міді в пісковіку представлені купритом, теноритом, дрібненькими нагромадженнями самородної міді і реліктами ковеліну. Куприт – локально виконує роль цементу, значно витісняючи карбонатний. У покрівлі н9 рівня містяться зруйновані рослинні рештки, що утворюють значні скупчення по паралельній (горизонтальній) шаруватості.

В напрямі на північний захід потужність мідистих пісковиків стрімко скорочується і ознаки мінералізації зникають. Перекривається пласт пісковіку пачкою порід характерних для середньостебницької підсвіти.



#### 4.3.2. Мінералого-геохімічна та петрографічна характеристика середньостебницької підсвіти

Середньостебницька підсвіта значно відрізняється від підстелюючої ритмічним перешаруванням теригенних, глинисто-карбонатних і глинистих порід. Розподіл потужних пластів пісковиків по розрізу середньої підсвіти нерівномірний. Догори по розрізу збільшується кількість псамітів та мергелів на противагу глинам. Потужність підсвіти складає 190–240 м.

Верстви пісковиків цього розрізу зберігають ознаки первинного розподілу рудних компонентів і їх перетворень від початкової стадії діагенезу до епігенезу і мінеральних перетворень в зоні гіпергенезу. В середньостебницькій підсвіті мідисті пісковики приурочені до 9 стратиграфічних підрівнів. Геохімічні параметри середовища осадоагромадження для середньостебницьких нашарувань, виміряні для проб з характерною мінералізацією, подано в таблиці 4.5., а також продемонстровано на рисунку 4.5.

**Рівень c1** – проверсток алевроліту, який переходить у пісковик з інтенсивною халькозиною мінералізацією, значно збагачений акцесорними мінералами і обкатаним малахітом.

**Рівень c2 і c3** представлений двома проверстками пісковиків з характерною косохвилястою шаруватістю заплавних течій. Мінерали міді концентруються в підшві рівня разом з акцесорними мінералами.

**Рівень c4.** Цей рівень знаходиться в 195–240 м від підшви світи. Представлений пісковиками з мідною мінералізацією в підшві рівня.

**Рівень c5** – встановлений автором в 280 м від підшви світи, де виявлено пласт мідистого пісковика, що залягає на ідеально згладженій поверхні. Догори по розрізу пісковик переходить в алевроліт з карбонатним цементом, на межі переходу від пісковика до алевроліту встановлена значна кількість піритизованих обвуглених рослинних решток. У приповерхневих відслоненнях встановлено, що пісковик цього рівня зазнав інтенсивного окиснення з утворенням окисів заліза, а також малахіту.

Таблиця 4.5.

**Геохімічні параметри середовища мінералоутворення  
для відкладів середньостебницької підсвіти (складено автором)**

Рівень	Відстань від підшови світи, м	№ відслонення*	Геохімічні параметри середовища мінералоутворення
c9	320–355	12	pH (8,15–8,22) Eh, $\mu\text{V}$ 165–215
c8	315	8	pH (7,45–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 170–225
c7	300	17	pH (7,9–8,6) Eh, $\mu\text{V}$ 155–230
c6	290	16	pH (7,85–7,9) Eh, $\mu\text{V}$ 180–212
c5	280	36	pH (7,45–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 170–225
c4	195–240	26	pH (8,15–8,22) Eh, $\mu\text{V}$ 165–215
c3	175	28	pH (7,85–7,9) Eh, $\mu\text{V}$ 180–212
c2	170	35	pH (7,85–7,9) Eh, $\mu\text{V}$ 180–212
c1	150	37	pH (7,85–7,9) Eh, $\mu\text{V}$ 180–212

\* Місце відбору та номер відслонення показано на рис. 3.1.

*Рівень c6* – представлений пластом пісковика товщиною 0,8 м, в якому розпорошений халькозин.

**Рівень с7.** До цього рівня приурочені малопотужні пласти, які не перевищують одного метра. В подошві цього рівня встановлені глини з халькозиною і ковеліною мінералізацією, а догори по розрізу глини заміщуються пісковиками, в яких встановлено вкраплення галеніту (до 0,4 см) в карбонатному цементі. В епігенетичних прожилках у пісковіку зустрінуто барит і кристали малахіту.

**Рівень с8** – представлений породами, не характерними для середньостебницької підсвіти, яка характеризується загалом строкатоколірністю, бітумінозними глинами чорного кольору, що спостерігаються в басейні потоку Лоєвий. Глини, тонкошаруваті, не карбонатні. Дослідження органічної речовини бітумінозних глин показали, що вміст масляного спиртобензольного бітумоїда (МСБА) сягає 0,68 %. В бітумінозних проверстках глин встановлена мінералізація: марказиту, халькозину, борніту, халькопіриту та в'юрциту. Потужність проверстків складає 12–15 см. Інтенсивність мінералізації в темнозбарвлених глинах знаходиться в прямій залежності від вмісту бітумоїдів.

**Рівень с9** розміщений в 320–355 м від подошви і становить покрівлю середньостебницької підсвіти. Представлений проверстками пісковиків серед верстуватих строкатоколірних глин. Псаміти з косою шаруватістю, в нижній частині рівня відзначаються густою вкрапленістю піриту, халькопіриту та халькозину, які розвиваються по дрібних вуглефікованих рештках рослинного детриту, іноді зустрічається вугліфіковані рештки дерева, по яких розвивається пірит і марказит, а по тріщинах гіпс і галеніт.

В верхньому інтервалі рівня серед шаруватої глини з включеннями уламків алевроліту і пісковіку розвинена галенітові мінералізація. В цілому догори по розрізу відбувається зміна мідної мінералізації на свинцеву. Хоча загалом догори по розрізу спостерігається поступова зміна у мінеральному складі піщаної товщі: пірит – фторапатит – халькопірит – борніт – халькозин – галеніт – в'юрцит – марказит. В нижній частині рівня спостерігається заміщення рослинних решток на фторапатит, а у верхній – на халькозин. Від подошви до

покрівлі також встановлена зміна у складі цементу пісковиків від карбонатного до глинистого.

Пласт мідистого пісковика в м. Надвірна в поперечному перетині має лінзовидну форму, з слідами перемивів в нижній частині, з рослинними рештками і детритом. В розрізі пласта мінералізація повторює стадійність формування.

По покрівлі мідистих пісковиків цього рівня автор проводить межу між середньо- і верхньостебницькою підсвітами.

#### **4.3.3. Мінералого-геохімічна та петрографічна характеристика верхньостебницької підсвіти**

У верхньостебницькій підсвіті, яка догори по розрізу стає соленосною, рудні мінерали зустрічаються рідко у вигляді лінз в гравелітах, пісковиках і алевролітах. В гравелітах зустрічається халькопірит із слідами обкатаності. Окремі проверстки породи містять гіпс. В більшості випадків в псефіто-псамітах наявність мідних і свинцевих мінералів була встановлена виключно у шліхах. В підосві верхньостебницької підсвіти розвинені проверстки темно-сірих алевролітів з первинною халькозиною мінералізацією. З наближенням до вище лежачих соленосних відкладів ознаки мінералізованості повністю зникають.

Таким чином, верхньостебницька підсвіта була поділена на *нижню частину*, в якій розвинена рудна мінералізація і *верхню частину*, в якій поширені соленосні відклади, а рудна мінералізація повністю зникає.

В *нижній частині* верхньостебницької підсвіти мідисті пісковики приурочені до 6 стратиграфічних підрівнів. Геохімічні параметри середовища осадконагромадження для відкладів верхньостебницької підсвіти, виміряні для проб з характерною мінералізацією, подано в таблиці 4.6., та продемонстровано на рисунку 4.5.

**Геохімічні параметри середовища осадоагромадження  
для відкладів верхньостебницької підсвіти (складено автором)**

Рівень	Відстань від підшови світи, м	№ відслонення*	Геохімічні параметри середовища мінералоутворення
в6	530	32	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210
в5	450	31	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210
в4	415–430	23	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210
в3	420	7	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210
в2	410	15	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210
в1	370	1	pH (8,2–8,3) Eh, $\mu\text{V}$ 140–210

\* Місце відбору та номер відслонення показано на рис. 3.1.

Верхня частина верхньостебницької підсвіти характеризується наявністю гравелітів, конгломератів, пісковиків, туфопісковиків, монтморилонітових глин. Збільшується товщина глин (до 0,5 м), з'являються ознаки загіпсованості, соленості і контрастної зміни строкотоколірного забарвлення на голубовато-сіре у верхніх частинах розрізів, а отже виникає стрімка зміна геохімічного середовища, виникає *геохімічний бар'єр*.

Від нижньої частини верхньостебницької підсвіти здійснюється поступовий перехід у незначному за товщиною інтервалі до верхньої товщі – солених відкладів, де спостерігаються наступні особливості: нижня і

верхня частини містять підвищений вміст стронцію в карбонатній і сульфатній формі (стронціаніт, целестин). Також цей перехідний інтервал відзначається значним вмістом гранатів, хроміту і циркону, а також зустрічаються поодинокі кристали ксенотиму.

Також в ділянках переходу до соленосних відкладів в строкатоколірній товщі спостерігаються проверстки тонкокристалічного гіпсу з добре ограненими кристалами ангідриту, який утворює в гіпсовій масі паралельні зростки. У безпосередній близькості строкатих відкладів до сіроколірних соленосних стратифіковано залягають жовна і фрагментовані проверстки суцільно складені рожевим калістронцитом подекуди в пустотах з добре викристалізованими ромбоедрами його кристалів.

**Верхня товща верхньостебницької підсвіти**, в якій не виявлено слідів рудної мінералізації, складена рожевувано-червоними, густо-червоними проверстками глин і пісковиків. Останні мають плямисте забарвлення в підошві. В більшості випадків породи сильно загіпсовані. Догори по розрізу в пластах і проверстках стрімко збільшується вміст мигдалеподібних уламків екзотичного матеріалу вулканічного походження, що спостерігається в розрізах смт. Кути, с. Уторопи, смт. Стопчатів, с. Дубовий, с. Кобилиця, с. Ланчин. В розрізах с. Шпилеївка, вdp. Гук та м. Надвірна.

На відстані 500–540 м від підошви верхньостебницької підсвіти присутні проверстки монтморилонітових глин з гексагональними табличками біотиту, вулканічним склом, свіжими плагіоклазами.

**Верхня частина**, яка є геохімічним бар'єром між строкатоколірною товщею верхньостебницької світи та соленосними відкладами, представлена п'ятьма типами розрізів, які належать до надвірнянського літолого-фаціального комплексу (рис. 4.6.).

**I тип розрізу** – розвинений біля південно-західної межі Внутрішньої зони по річці Манявка і біля сіл Розсільна і Красне (рис 4.6.). Повний розріз встановлений автором в с. Красна (басейн річки Лімниці) і представлений сіроколірною пачкою глинистих порід (20 м), яка перекривається пластом

тонкозернистого пісковику сірого кольору. Догори по розрізу залягає глиниста строкатоколірна товща (40 м) з лінзами гравелітів, які зникають у покрівлі цієї товщі, натомість з'являються тонкі проверстки пісковиків і пошарові виділення гіпсу із включеннями халцедону в пустотах, по якому нарастають численні кристали кварцу розміром до 0,6 см. Завершується розріз сіроколірними глинами з ознаками соленості.

**II тип розрізу** – розвинений біля північно-східної межі Внутрішньої зони прогину по р. Бистриці-Солотвинській (розріз Богородчани рис. 4.6.) де на строкатоколірних алевроліто-глинисто-мергельних відкладах залягає піщана товща. Пісковики слабозцементовані, сипучі, загіпсовані, з включеннями уламків мергелів, які перекриває тонкошарувата верства алевролітів і глин.

**III тип розрізу**, на якому продемонстровано (рис. 4.7.) детальніше перехід до солених відкладів, тобто *геохімічний бар'єр*, який виник між строкатоколірною товщею верхньостебницької світи та соленою. Цей розріз, виявлений біля с. Ланчин і має двохчленну будову. Перша складена червоними глинами з тонкими проверстками пісковиків (60–80 м); друга – двох- і десятиметровими верствами засолонених глин строкатоколірного забарвлення з включенням гальки, уламків пісковиків і екзотичних порід. Видима потужність товщі складає до 150–200 м. Співвідношення з покриваючими відкладами не відомі.

**IV тип розрізу** – представлений товщею темно-сірих і сірих солених глин. Видима потужність до 300м.

**V тип розрізу** це – тонкоритмічна загіпсована та солена глинисто-алевролітова товща, яка залягає на пісковиках. В покрівлі товщі зустрічаються проверстки червоноколірних вапняків, що швидко виклинюються. Подібні вапняки зустрінуті в підстелюючих відкладах IV типу розрізу.

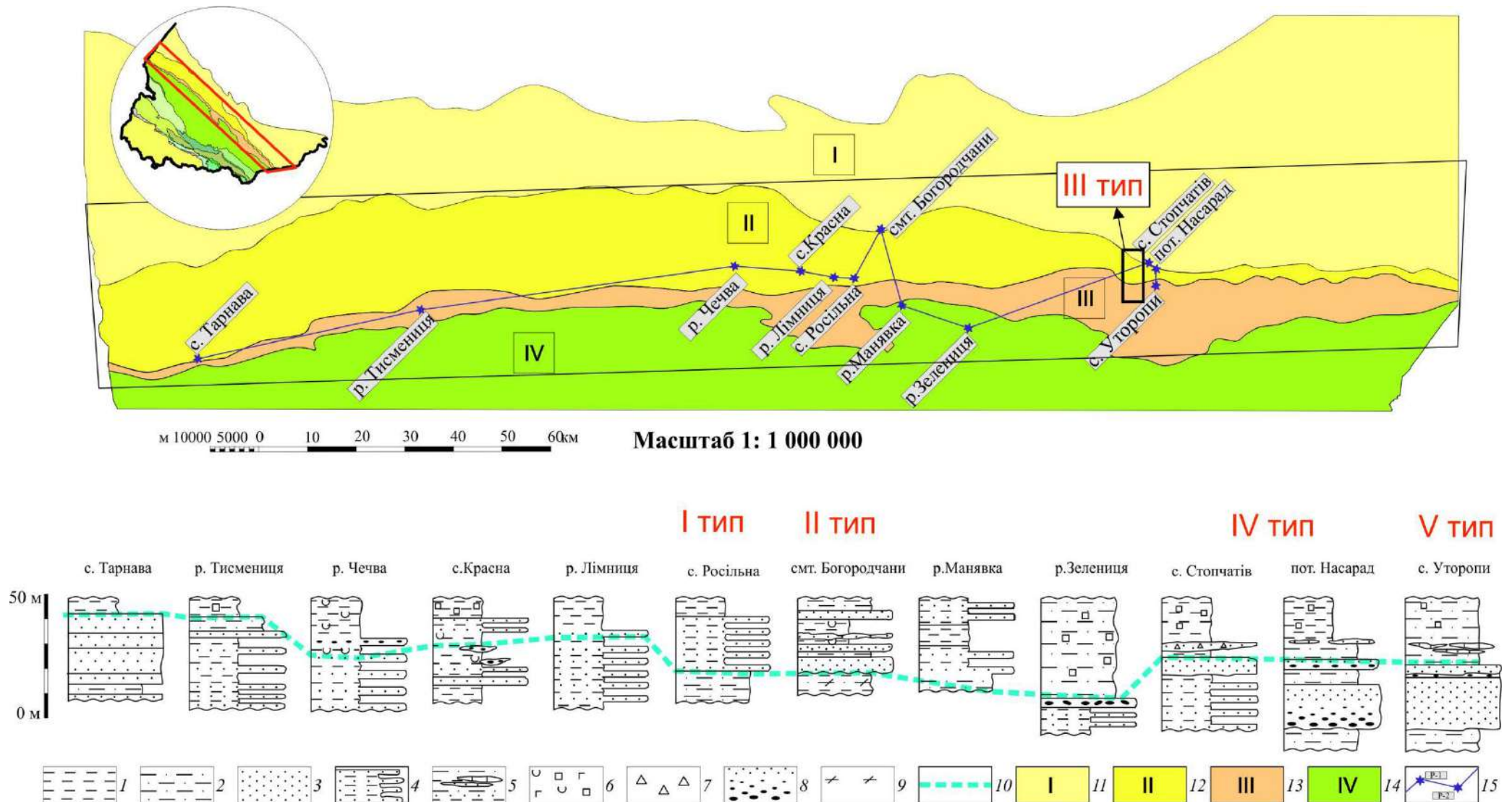


Рис. 4.6. Схематичні розрізи переходу строкатоколірних відкладів верхньостебницької підсвіти в соленосні (побудовано автором)

1 – глини, 2 – алевроліти, 3 – пісковики, 4 – пісковики і глини, 5 – пісковики і глини з лінзами ваянків, 6 – кам'яна сіль та гіпси, 7 – брекчіювані породи, 8 – гравеліти, 9 – мергелі, 10 – нижня межа солених відкладів (геохімічний бар'єр), 11 – Більче-Волицька зона, 12 – Самбірська зона, 13 – Бориславсько-Покутська зона, 14 – Скибова зона; 15 – лінія перетину з опорними розрізами

Примітка: детальна характеристика III тип подана на рисунку 4.7.



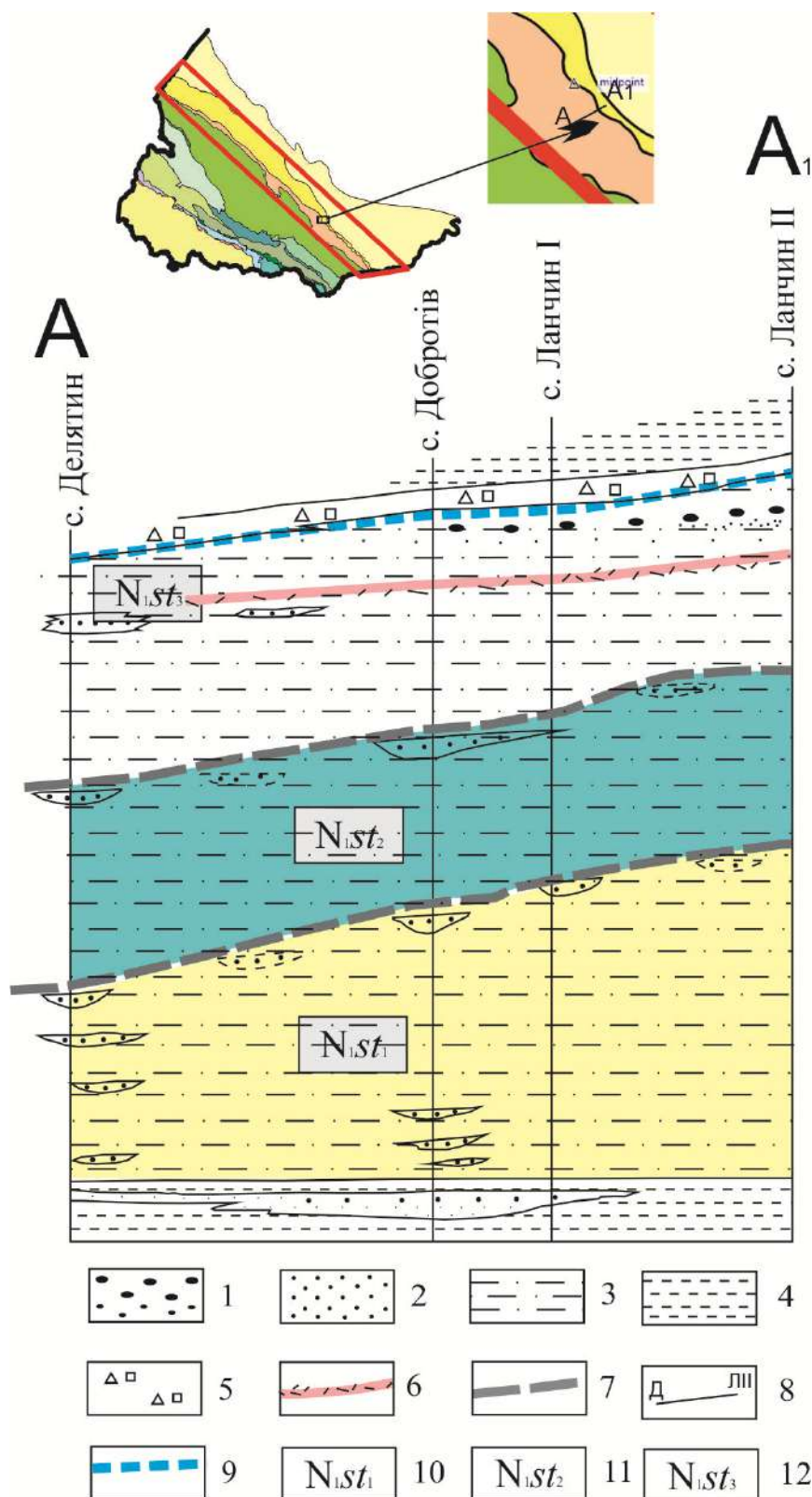


Рис. 4.7. Літологічний розріз стебницької світи по лінії А–А' через Самбірську та Бориславсько-Покутську зони з демонстрацією геохімічного бар'єру, який виник між строкатоколірною та соленосною товщею верхньостебницької світи (побудовано автором)

1 – гравеліти, 2 – пісковик, 3 – пісковик та глина, 4 – глина, 5 – соленосні відклади, 6 – монтморилонітові глини, 7 – межі підсвіт, 8 – лінія розрізу, 9 – перехід до соленосних відкладів, 10 – нижньостебницька підсвіта, 11 – середньостебницька підсвіта, 12 – верхньостебницька підсвіта

Продовжує розріз перехідної пачки товща ритмічно перешарованих глинисто-алевролітових відкладів місцями загіпсованих і соленосних. В інших розрізах перехід від строкатоколірних відкладів різкий або поступовий без ознак перериву в осадонагромадженні. Загальна товщина строкатоколірної товщі надвірнянського літолого-фаціального комплексу складає 550–650 м.

В поперечному перетині Бориславо-Покутської і Самбірської зон відклади стебницької світи майже зберігають свій об'єм (рис. 4.7.), а перехід до соленосних відкладів такий же, як продемонстрований для розрізу III типу.

#### **4.4. Особливості поширення органічної речовини в нижньоміценових відкладах**

Вміст органічної речовини в континентальних осадових і вулканогенно-осадових відкладах нижньостебницької світи, які загалом належать до строкатоколірної формації, є незначним. Проте він є важливим індикатором змін середовища осадонагромадження, а також акумуляції і подальших постседиментаційних перетворень рудних мінералів, які стали вагомим інструментом для з'ясування геохімічних параметрів середовища осадонагромадження в ранньоміценовий час.

Органічна речовина у відкладах нижньостебницької світи дослідженої території представлена обвугленим рослинним детритом і фрагментами рослин.

Обвуглений рослинний детрит (0,5–3 мм) чорного і буро-чорного кольору, з антрацитовим блиском, твердий, при нагріванні над полум'ям розтріскується. Зольний залишок незначний, бідний елементами-домішками, що свідчить про низьку сорбційну здатність, з низьким вмістом маслянисто-смолистих бітумів (МСБ) – 0,01 % і люмінесцентних бітумів (ЛБА) – 0,05 % [76,77, 78].

Фрагменти обвуглених рослин мають чорне та буре забарвлення, блиск на зламі жирний, рідше матовий, при нагріванні в полум'ї спостерігається ефект коптіння. Вміст маслянисто-смолистих бітумів сягає 0,61%, а люмінесцентних – 0,1% [76,77, 78].

Тонкодисперсна органічна речовина, яка фрагментарно зустрічається в мідистих «сланцях» на контакті із червоноколірними глинами, сприяла відновленню

заліза в мінералах, що спричинило зміну забарвлення породи з червоного кольору на зелений. Вміст в органічній речовині МСБ сягає 0,31% [76,77, 78].

Антраксолітоподібна органічна речовина без ознак клітинної структури спостерігається біля тектонічних екранів; чорного забарвлення, твердість становить близько 3, злам раковистий, утворює виділення імпрегнірованого характеру без очевидного порушення первинних текстурних ознак осадової породи. Вміст МСБ в такій органічній речовині сягає 0,01% [76,77, 78].

Органічна речовина також представлена твердими бітумами кліважних тріщин, що знаходяться в грубоуламкових проверстках покрівлі нижньостебницької світи, чорного кольору, крихка, не плавиться, згоряє з утворенням зольного залишку. Зустрічається у вигляді плівок на площинах тріщин, місцями утворює прожилки, перпендикулярні до нашарування порід.

#### **4.5. Літолого-геохімічна характеристика монтморилонітових глин стебницької світи**

Вивченням питань проявів вулканічної діяльності, зокрема дослідженням туфів у міоценових відкладах в Передкарпатському прогині, займалась низка науковців, зведена інформація щодо проведених досліджень подана у таблиці 4.7.

Автором даної роботи було виявлено ряд нових пунктів відслонень стебницької світи, в яких встановлені відмінні, не характерні за своїми фізичними властивостями щодо вміщуючих порід проверстки та цілі верстви загалом мономінеральних монтморилонітових глин. Найповніший розріз (стратотип) глин вулканогенно-осадового походження виявлено автором в правому борті р. Прут в околицях с. Ланчинське Заріччя, а продовження цієї верстви спостерігалось вище по течії у лівому борті р. Прут в околицях с. Ланчин. А також в низці інших точок спостереження: лівий борт р. Ратунзева в околицях с. Баня Березів, правий берег р. Бистриця-Надвірнянська в околицях м. Надвірна, урочище Кідеванівка в с. Старі Кути, лівий і правий борт р. Лючка в околицях с. Мишин, правий борт р. Лючка в околицях смт. Яблунів.

Таблиця 4.7.

**Зведена інформація про всі знахідки туфітів  
у відкладах стебницької світи (складено автором)**

Рік	Дослідник	Форма знаходження	Макроскопічний опис	Товщина	Місце знаходження
1930 р.	Буяльський Б.	відслонення	біла, щільна порода	8–10 м	с. Середній Майдан
1936 р.	Каменський М.	відслонення	світло-зелений, білий туф	?	с. Красна
1939 р.	Токарський Ю.	кern	?	?	с. Ходновичі
1950 р.	Бобровник Д.П.	відслонення	сірувато-біла, слабозцементована порода	2 м	с. Буневичі
1951 р.	Соболев В.С., Горбачевська О.М.	кern	?	?	с. Угерсько
1951 р.	Бобровник Д.П.	відслонення	сірувато-біла глина	?	с. Молодятин
1958 р.	Вялов О.С., Галіахметова З.Ф.	відслонення	блакитно-зеленувата порода	20 м, 40–45 м	с. Красна
1959 р.	Вульчин Е.І., Кульчицький Я.О.	відслонення	мергельно-туфовий горизонт	50–60 м	с. Грабовець, с. Горохоліно
1959 р.	Ткаченко О.Ф.	відслонення	рожева та біла глина	0,1 м, 0,2 м	р. Бистриця Надвірнянська
		відслонення	щільна світло-зелена глина	15 м	пот. Гнилиця
1960 р.	Солонинко І.С.	відслонення	?	10–12 м	с. Буневичі
			слабозцементовані світло-сірі туфи	кілька метрів	с. Грушатичі
2013 р.	Череміська О.М.	відслонення	світло-сірі, та рожеві глини	до 5 м	с. Баня Березів
			світло-сірі та рожеві глини	до 32 м	смт. Яблунів
			рожева глина	до 0,2 м	м. Надвірна
			бура глина	до 1 м	с. Старі Кути
			бузково-рожева глина	до 1 м	с. Ланчин
		відслонення	серія рожевих, сірих, зеленувато-сірих проверстків глин	до 2 м	с. Ланчинське Заріччя
		відслонення	світло-сіра глина	0,5 м	с. Мишин

Примітка: ? – невідомо

Морфологія виходів на денну поверхню та товщини всіх відомих на теперішній час верств та поверстків міоценових туфів подано у таблиці 4.7.

Гранулометричний склад глинистих прошарків (туфітів) околиці с. Ланчинське Заріччя подано в таблиці 4.8. Вміст алевритової фракції (за об'ємом) (частинки розміром 0,01–0,1 мм) у породах становить 48–66 %, пелітової (0,01 мм) – складає 11–38 %. Вагомий вміст у прошарках становить фракція більше 0,1 мм – в окремих пробах до 33 %. За кількістю та розміром уламкових зерен породи досліджених поверстків відносяться до алевритових глин.

Таблиця 4.8.

**Гранулометричний склад алевритових глин (туфітів) стебницької світи (с. Ланчинське Заріччя, правий берег р. Прут) (складено автором)**

№ проби	Вміст фракцій, %			
	<0,001	0,001–0,01	0,01–0,1	>0,1
1	2,31	35,04	53,85	8,8
2	5,22	19,08	65,63	10,07
3	3,09	15,27	48,84	32,81
4	3,74	19,49	55,39	21,38
5	1,48	9,85	62,98	25,69
6	2,89	13,45	53,42	30,25

**4.5.1. Ренген-дифрактометрична характеристика монтморилонітових глин (туфітів) стебницької світи**

Відклади стебницької світи Передкарпатського прогину складені в основному глинами (до 70 %), поруч з якими у розрізі зустрічаються алевроліти, пісковики, гравеліти, мергелі, вапняки та соляні брекчії.

Вивчення мінерального складу глин стебницької світи Українських Карпат та прилеглих регіонів Передкарпатського і Закарпатського прогинів проводились низкою дослідників [4, 35, 61], які встановили, що домінуючим

мінералом в глинах є гідрослюда з домішкою монтморилоніту. Автором під час польових досліджень (табл. 4.7.) у відслоненнях було виявлено верстви глин, які становлять вулканогенно-осадові нашарування та в складі яких переважає не гідрослюда, а мінерали групи монтморилоніту.

Дослідженнями були охоплені глини, відібрані із представницьких відслонень в басейні р. Прут в околицях смт. Ланчинське Заріччя, смт. Яблунів, м. Надвірна, смт. Ланчин, с. Баня Березів, с. Старі Кути, смт. Мишин (рис. 4.8.). Вивчення структурно-текстурних особливостей глинистих нашарувань у відслоненнях та проведена низка аналізів таких як гранулометричний, рентген-дифрактометричний та комплексний термічний дозволили детально дослідити мінералого-геохімічні особливості монтморилонітових глини.

За результатами рентген-дифрактометричних досліджень, як продемонстровано в таблиці 4.9. та на рисунках 4.11.–4.17., пелітова фракція вулканогенно-осадових прошарків стебницьких відкладів представлена здебільшого монтморилонітом з домішкою пелітоморфного кварцу, іноді кальциту. Винятком слугує проба 13/2, яка характеризується складною асоціацією глинистих мінералів (гідрослюда, хлорит, каолінит) та змішаношаруватим утворенням гідрослюда-монтморилоніт із структурою близькою до впорядкованої – ректориту. *Монтморилоніт* діагностовано на дифрактограмах вихідних препаратів за інтенсивним рефлексом (001) із міжплощинною відстанню 1,51–154 нм. На дифрактограмах насичених етиленгліколем препаратів цей максимум становить 1,68–1,73 нм, а в термічно оброблених – 0,99 нм. В окремих пробах монтморилоніт містить у структурі хлоритові та гідрослюдисті пакети, що підтверджується наявністю дифузних ліній низької інтенсивності на вершині та схилі рефлексу (001). За відбитком (060) величиною 0,149 нм на дифрактограмах неорієнтованих препаратів монтморилоніт визначений як диоктаедричний [14].

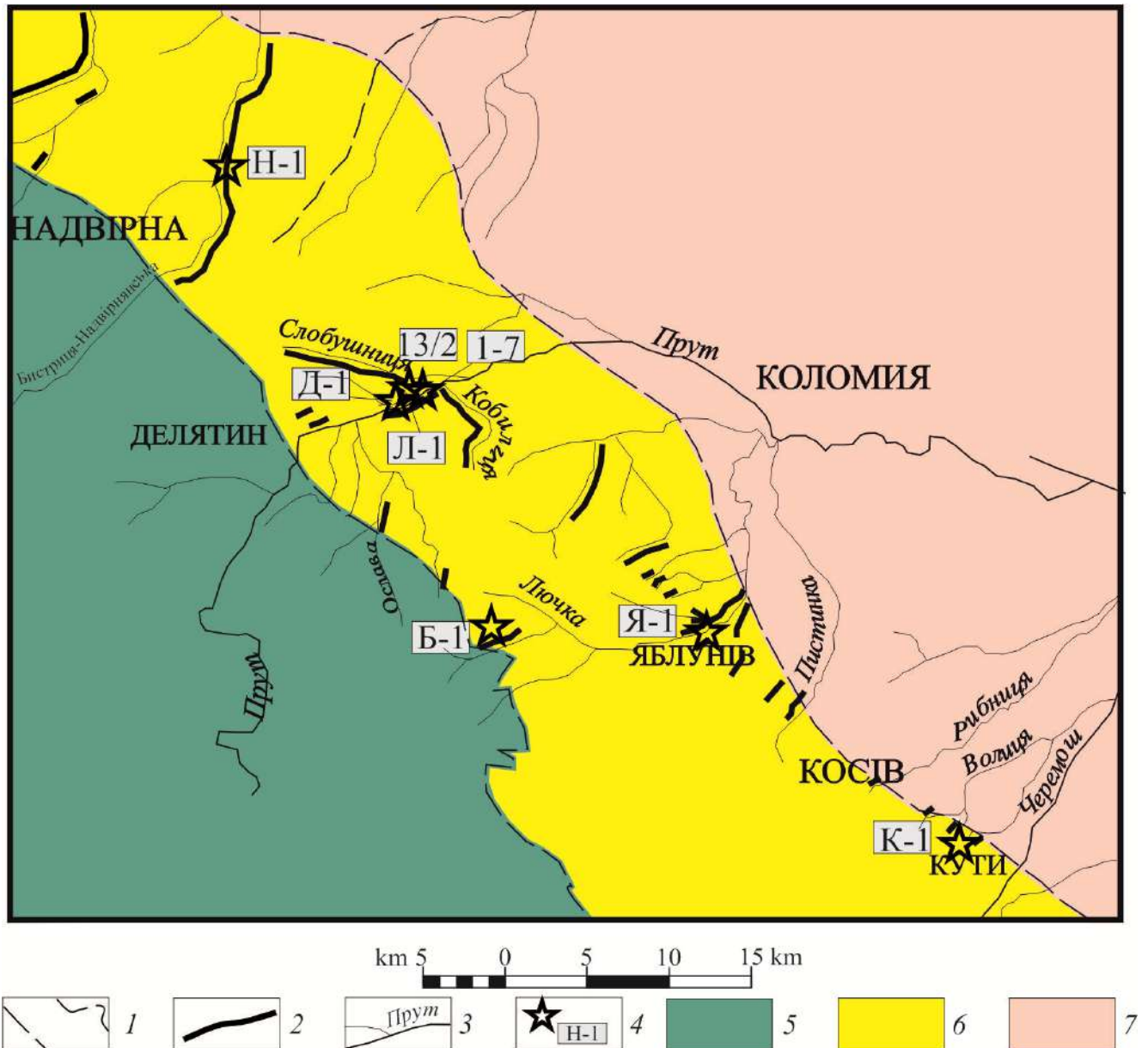


Рис. 4.8. Схема району польових спостережень та відбору глин верхньостебницької підсвіти для встановлення їх мінерального складу (складено автором)

1 – тектонічні границі Передкарпатського прогину, 2 – відслонення відкладів стебницької світи, 3 – річки, 4 – місця відбору проб, 5 – Складчасті Карпати, 6 – Внутрішня зона Передкарпатського прогину, 7 – Зовнішня зона Передкарпатського прогину

У пробі 13/2 *гідрослюда* визначена за базальними рефlekсами 0,99; 0,49; 0,332 нм, які не зміщуються при насиченні препарату етиленгліколом і залишаються після відпалення. *Хлорит* охарактеризований за серією базальних

рефлексів 1,42; 0,7; 0,47; 0,357 нм на дифрактограмах орієнтованих препаратів (вихідного, насиченого етиленгліколем) та рефлексом 1,42 нм після термічної обробки. Водночас лінії 0,7; 0,357 нм є визначальними для *каолініту*, тому лише присутність рефлексу 0,7 нм на фрагменті дифрактограми обробленого препарату розчином HCl проби 13/2 однозначно встановлює вміст каолініту в мінеральній асоціації (рис. 4.9.). Про присутність у глинистій фракції цієї проби *ректориту* свідчить чіткий, інтенсивний відбиток з міжплощинною відстанню 1,18 нм на дифрактограмі вихідного препарату, що змістився в бік малих кутів до 1,35 нм при насиченні етиленгліколем та до 0,98 нм при відпалюванні.

Воскоподібна маса, що виповнює тріщини окремих прошарків, представлена каолінітом за характерними для нього міжплощинними відстаннями (0,71; 0,44; 0,42, 0,357; 0,234 нм) та домішкою кальциту (0,303; 0,191; 0,187 нм) (табл 4.9.).

Таким чином, дані рентгендифрактометричного аналізу показали (табл 4.9., рис. 4.9–4.17.), що мінеральний склад пелітової фракції глин з вулканогенно-осадової товщі стебницької світи представлений такими мінералами групи шаруватих силікатів: монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, змішаношаруваті утворення та вермикуліт. Як домішка присутні кварц та польовий шпат.

Таблиця 4.9.

**Мінеральний склад глинистих наверстувачів верхностебницької  
підсвіти (складено автором)**

№ проби	Місце відбору проби	Товщина прошарку, см	Мінеральний склад	
			Основний	Домішки
13/2	сmt. Ланчинське Заріччя	3	Гідрослюда-монтморилоніт (ректорит), гідрослюда, хлорит, каолініт	кварц, кальцит
13/3	сmt. Ланчинське Заріччя	3	Монтморилоніт (містить у структурі хлоритові гідрослюдисті пакети)	кварц



13/6	сmt. Ланчинське Заріччя	до 2 см	Гідрослюда, хлорит, каолініт	Кварц, кальцит
11/3	сmt. Ланчинське Заріччя	до 2 см	Гідрослюда- монтморилоніт, хлорит- монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, кварц	польовий шпат, кальцит
11/4	сmt. Ланчинське Заріччя	18	Монтморилоніт	кварц
11/4a	сmt. Ланчинське Заріччя	11	Монтморилоніт	кварц
11/5	сmt. Ланчинське Заріччя	53	Монтморилоніт, кварц	хлорит- монтморилоніт
11/5a*	сmt. Ланчинське Заріччя	до 2 мм	Каолініт	кальцит
11/6	сmt. Ланчинське Заріччя	24	Монтморилоніт, кварц	
11/7	сmt. Ланчинське Заріччя	10	Монтморилоніт	кварц, кальцит
11/7a*	сmt. Ланчинське Заріччя	до 2мм	Каолініт	кальцит
8/1	сmt. Яблунів	до 10	Монтморилоніт	кварц
10/16	м. Надвірна	до 4	Монтморилоніт, хлорит залістий	-
11/1	сmt. Ланчин	30	Монтморилоніт	Каолініт, кварц
12/1	с. Баня Березів	до 3	Монтморилоніт натрієвий	
1	с. Старі Кути	20	Монтморилоніт, хлорит-монтморилоніт, гідрослюда, хлорит, каолініт, кальцит	Кварц, польовий шпат
14 а	сmt. Мишин	18	Вермикуліт низькозарядний	
14 б	сmt. Мишин	18	Монтморилоніт, гідрослюда	
14 в	сmt. Мишин	12	Монтморилоніт, вермикуліт, гідрослюда	

Примітка: \* – воскоподібна маса, що виповнює тріщини прошарків.

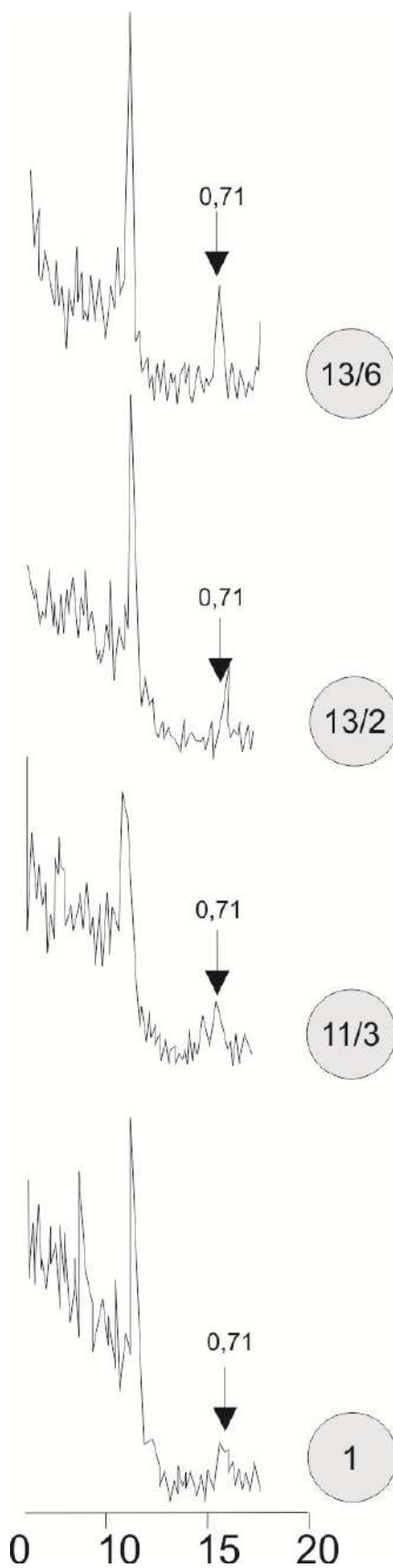


Рис. 4.9. Дифрактограма глин з проби, обробленої 15 % розчином HCl для встановлення каолініту

1 – с. Старі Кути, 11/3, 13/2, 13/6 – смт. Ланчинське Заріччя

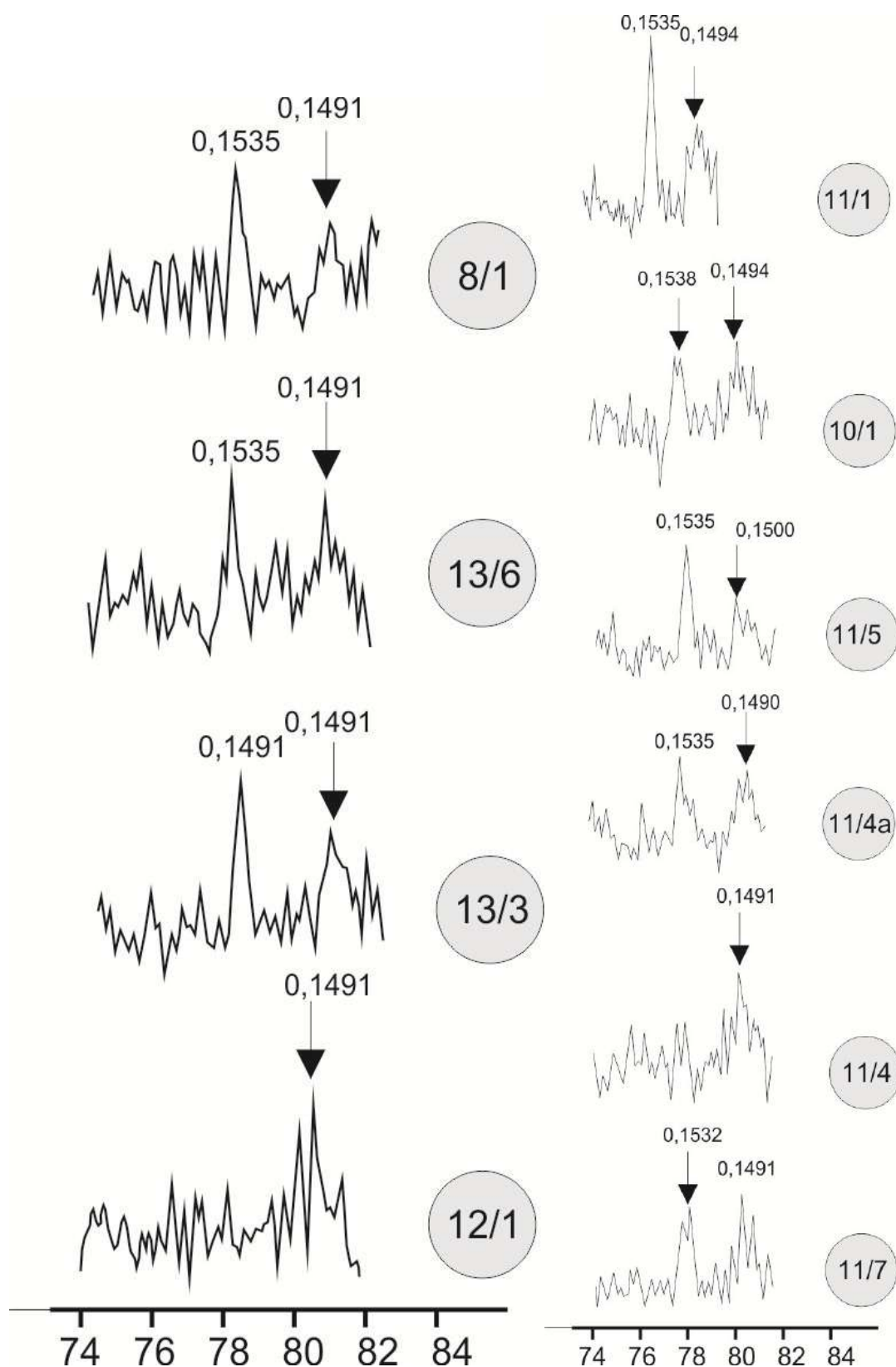


Рис. 4.10. Рефлекси (060) на дифрактограмах неорієнтованих препаратів для визначення структурного типу глинистих мінералів

8/1 – смт. Яблунів, 12/1 – смт. Баня Березів, 11/1 – смт. Ланчин, 10/1 – м. Надвірна, 13/3, 11/7, 11/4, 11/4а, 13/6, 11/5 – смт. Ланчинське Заріччя

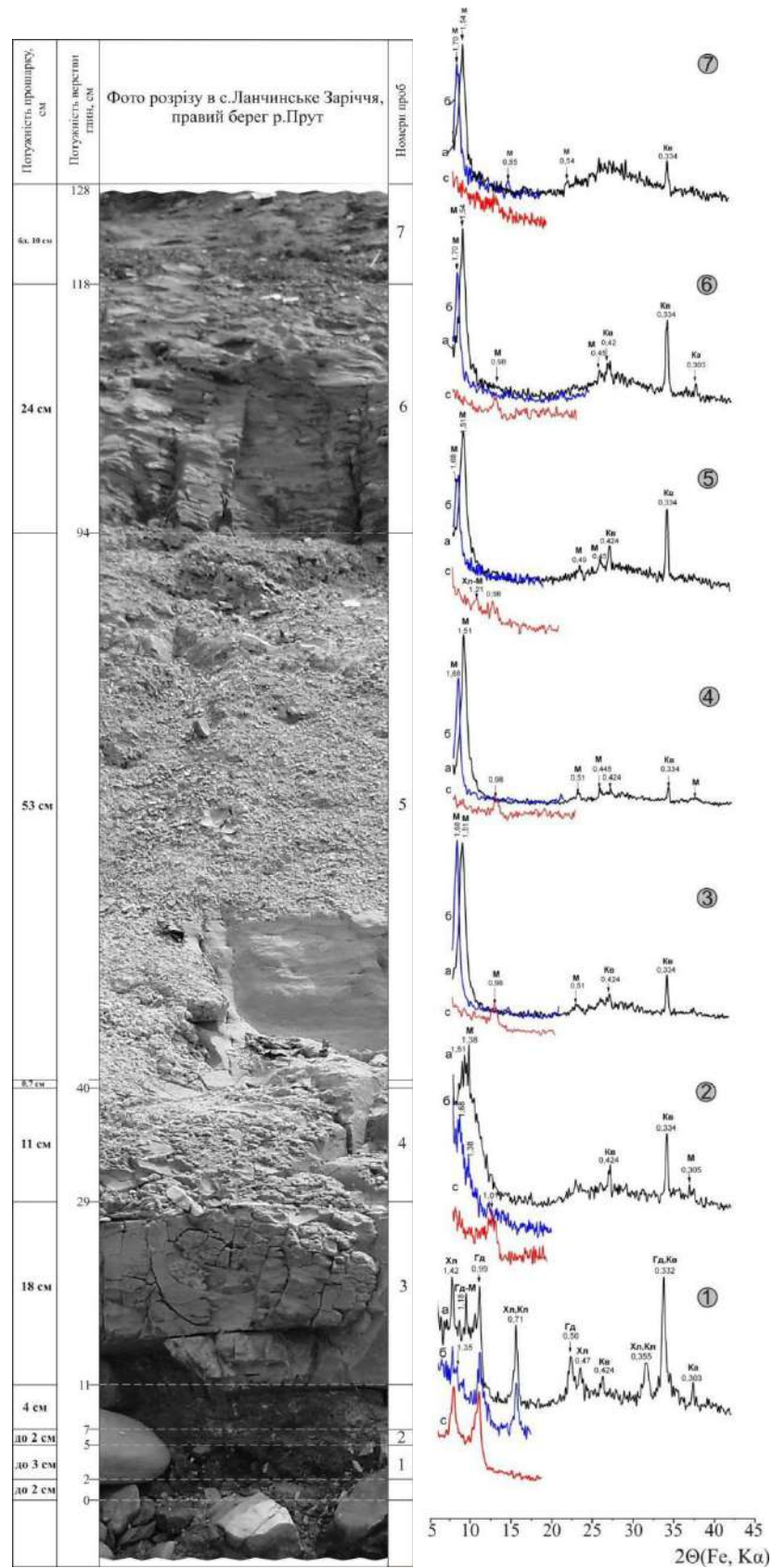


Рис. 4.11. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Ланчинське Заріччя, р. Прут та дифрактограми пелітових фракцій глин <0,004 мм

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури 550 °С впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, Хл – хлорит, Гд – гідрослюда, К – каолініт, Ка – кальцит, Кв – кварц; змішаношаруваті утворення: Гд-М – гідрослюда-монтморилоніт, Хл-М – хлорит-монтморилоніт

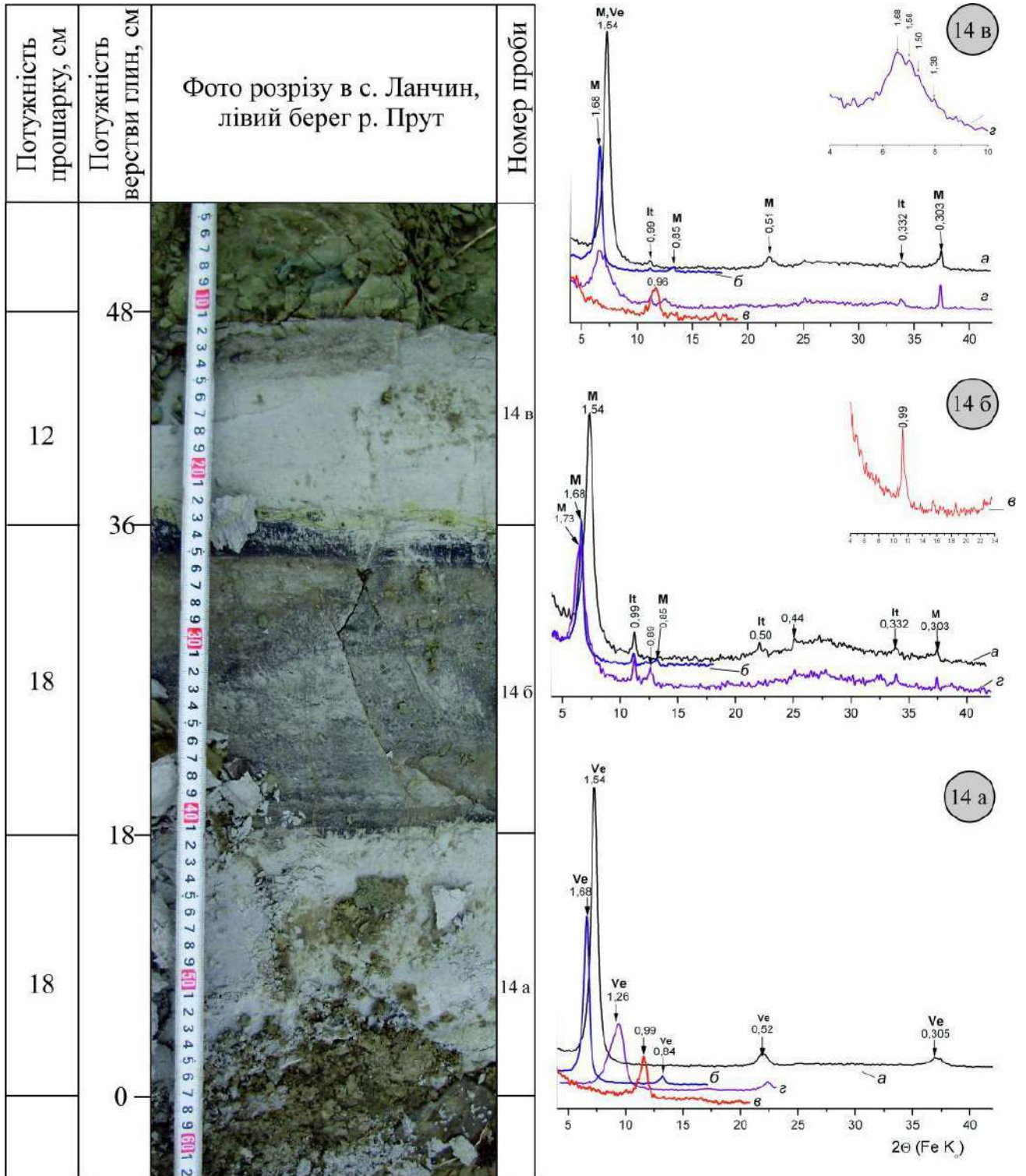


Рис. 4.12. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Ланчин, лівий берег р. Прут та дифрактограми пелітових фракцій глин <0,004 мм

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений при температурі 550 °С впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, Ve- вермикуліт, It - іліт



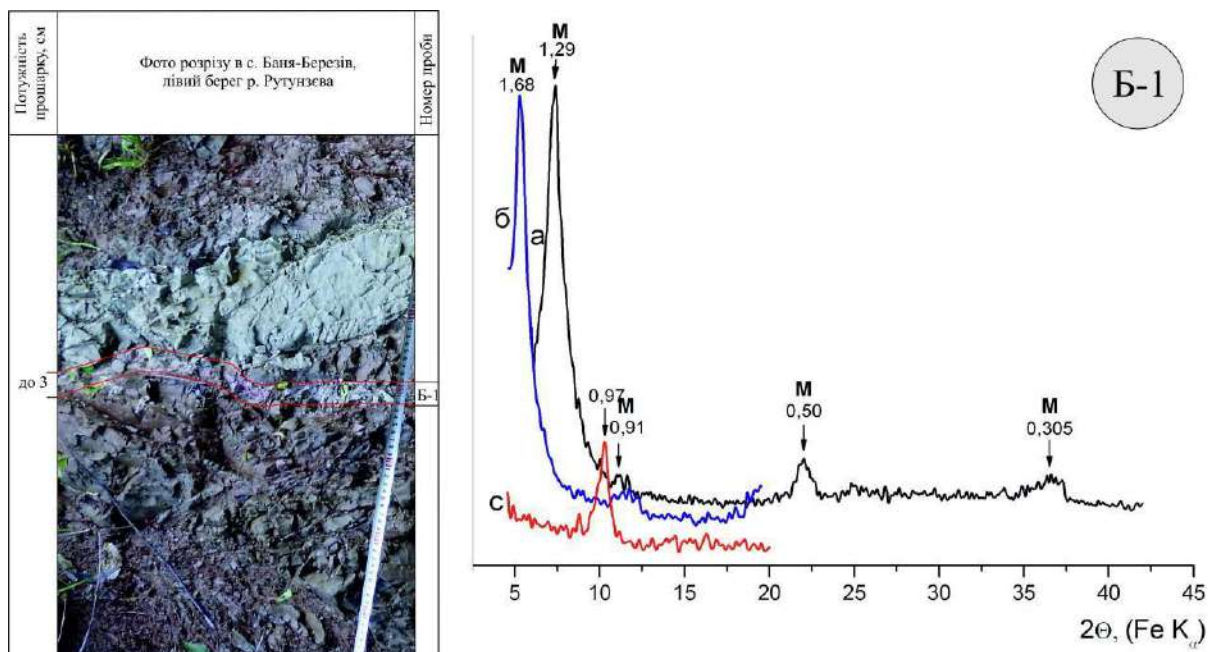


Рис. 4.5.1.6. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Бая-Березів, р. Рутунзева та дифрактограми пелітових фракцій глин  $<0,004\text{ mm}$

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$  впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт

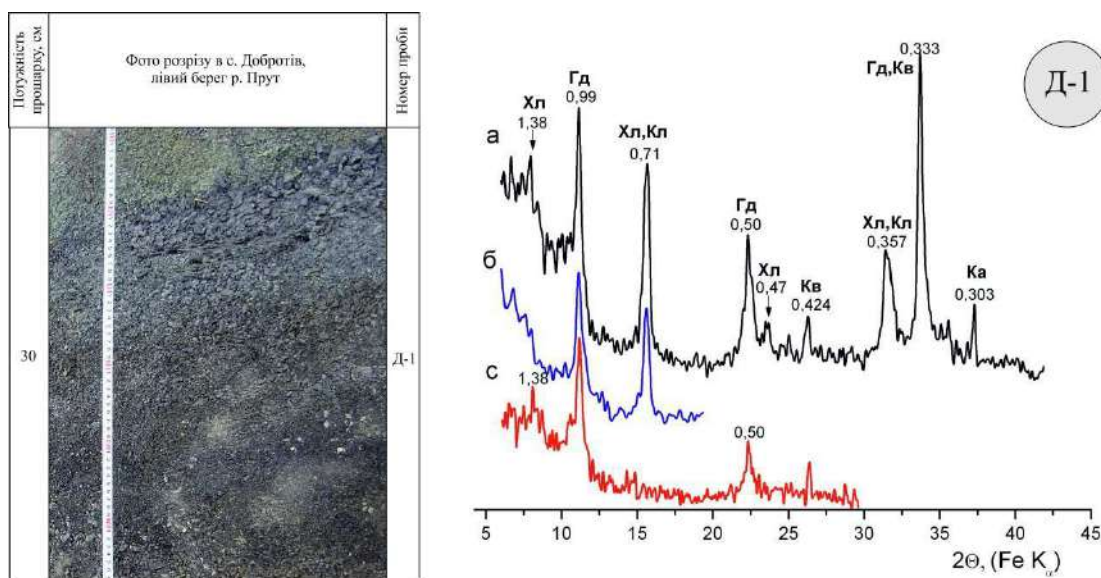


Рис. 4.13. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Добротів, р. Прут та дифрактограми пелітових фракцій глин  $<0,004\text{ mm}$

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$  впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, Хл – хлорит, Гд – гідрослюда, Кв – кварц

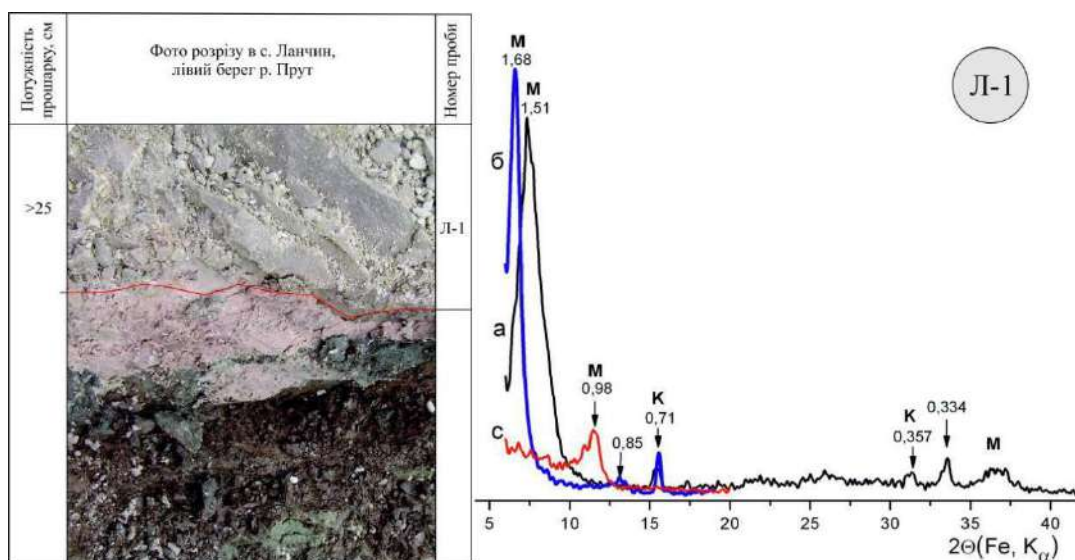


Рис. 4.14. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Ланчин, р. Прут та дифрактограми пелітових фракцій глин  $<0,004$  мм

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури  $550$  °С впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, К – каолініт

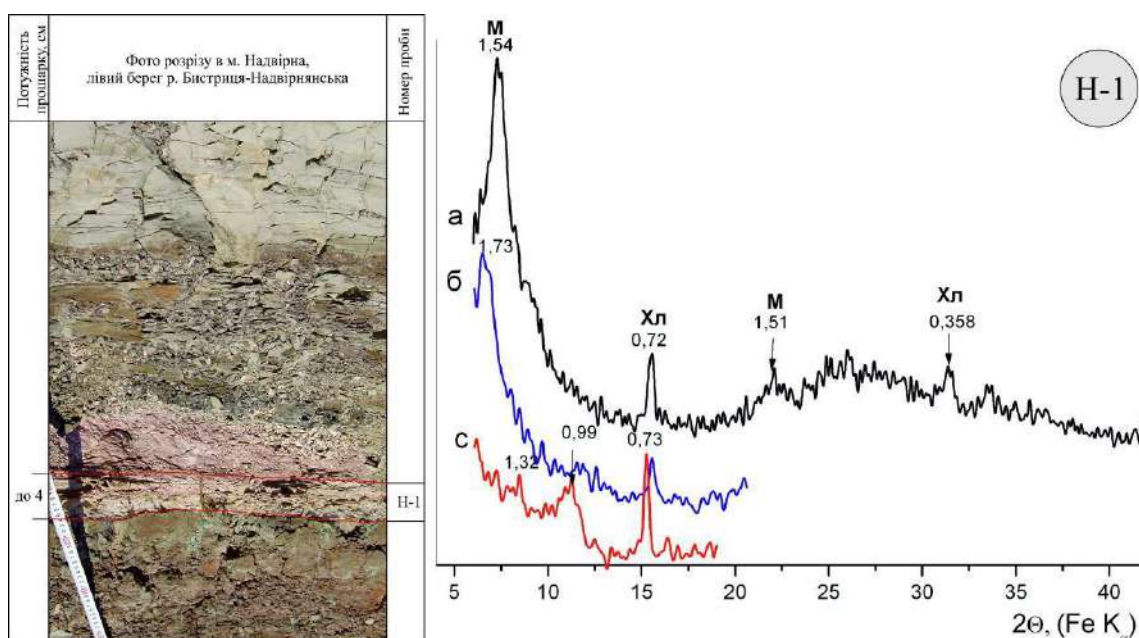


Рис. 4.15. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Надвірна, р. Бистриця-Надвірнянська та дифрактограми пелітових фракцій глин  $<0,004$  мм

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури  $550$  °С впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, Хл – хлорит

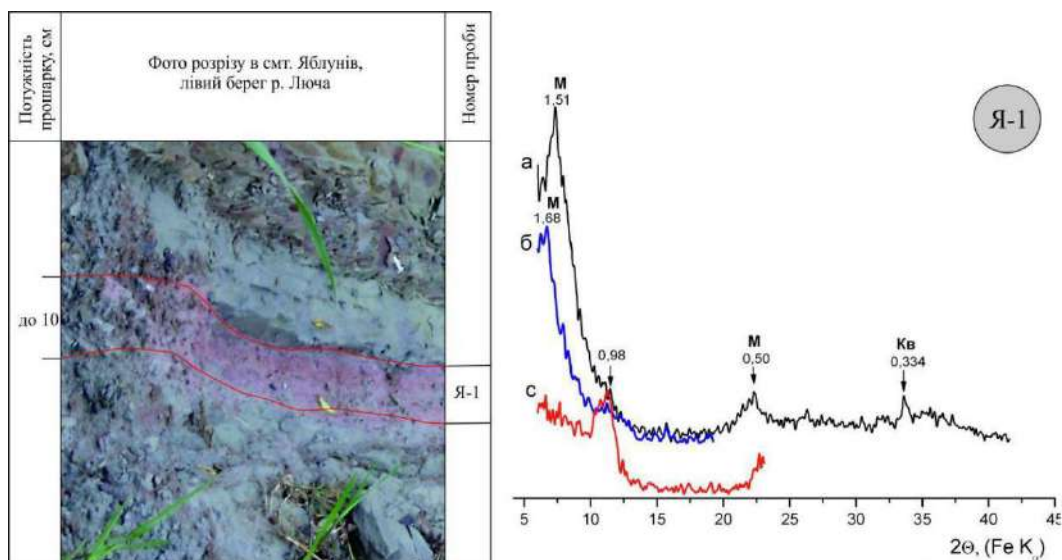


Рис. 4.16. Фрагмент відслонення стебницької світи в смт. Яблунів, р. Люча та дифрактограми пелітових фракцій глин  $<0,004\text{ мм}$

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$  впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, Кв – кварц

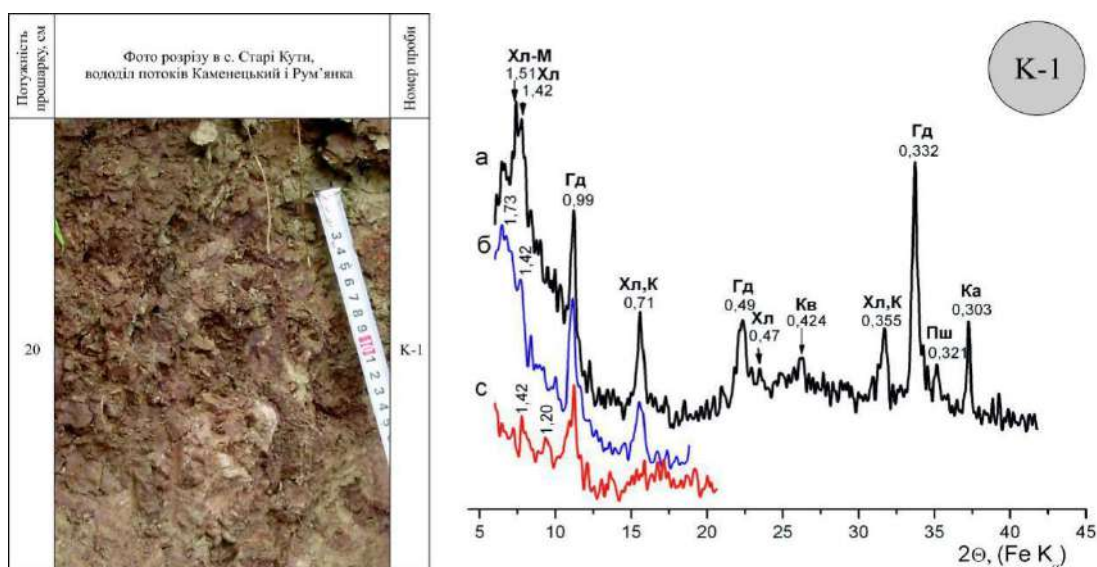


Рис. 4.17. Фрагмент відслонення стебницької світи в селі Старі Кути, вододіл потоків Каменецький і Рум'янка та дифрактограми пелітових фракцій глин  $<0,004\text{ мм}$

а – вихідний орієнтований препарат; б – насичений етиленгліколем; с – відпалений за температури  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$  впродовж 1 години. Скорочені позначення мінералів: М – монтморилоніт, Хл – хлорит, Гд – гідрослюда, Пш – польові шпати, К – каолініт, Ка – кальцит, Кв – кварц; змішаношаруваї утворення: Хл-М – хлорит-монтморилоніт



Проведені літолого-геохімічні дослідження глин стебницької світи Передкарпатського прогину показали, що у верхньостебницькій підсвіті знаходиться верства вулканогенно-осадових нашарувань, які поширені у межах всієї південно-східної частини дослідженої території. Верства має повсюдне регіональне поширення в межах надвірнянського літолого-фаціального комплексу, характеризується товщиною від кількох міліметрів до 130 сантиметрів та переважанням монтморилоніту над іншими глинистими мінералами (гідрослюда, хлорит, змішаношаруваті утворення, вермикуліт). Монтморилонітові глини заміщуються ланчинським горизонтом (рис. 4.18.), який характеризується поширення сіроколірних глин з ознаками соленості (рис. 4.19.).

Кореляційні побудови на основі польових спостережень по р. Лючка між населеними пунктами смт. Яблунів та с. Мишин, а також мінералого-петрографічні та рентгендифрактометричні дослідження горизонту монтморилонітових глин, який використаний автором в якості стратиграфічного реперу, показали, що стебницькій світі може відповідати як фаціальна видозміна сіроколірна товща баличської світи [12, 13, 117] (рис. 4.19.).

#### **4.5.2. Термічний аналіз монтморилонітових глин стебницької світи**

Комплексне термічне (ДТА–ТГ) дослідження було проведене для проби 13/2, мінеральний склад якої, за даними рентгендифрактометричного аналізу, відрізняється від інших досліджених нами стебницьких відкладів. Крива ДТА дослідженої проби характеризується ендотермічними ефектами при температурах 20–225 °С і 450–600 °С, які відповідають процесам виділення міжшарової та конституційної води із структури глинистих мінералів (рис. 4.20.). В низькотемпературній області втрата маси за даними ТГ становить 19 %, вона пов'язана з виділенням міжшарової води гідрослюдою (ендоефект на кривій ДТА у вигляді перегину за температури 105 °С) та ректоритом – чітко виражений ендоефект при 125 °С.

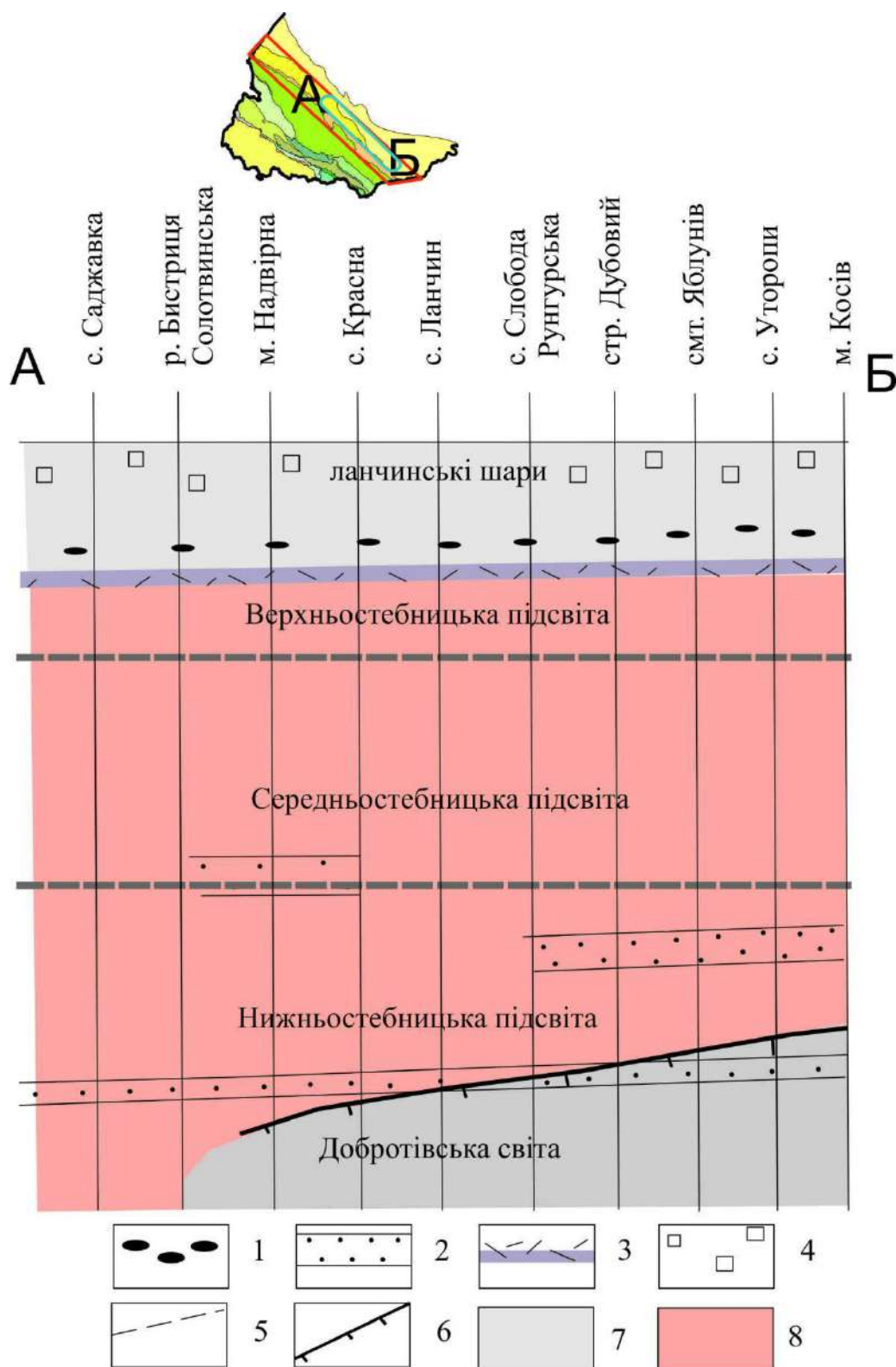


Рис. 4.18. Кореляційна схема регіонального поширення монтморилонітових глин та соленосних ланчинських шарів (побудовано автором)

1 – гравеліти, 2 – пісковики, 3 – монтморилонітові глини, 4 – ланчинські шари, 5 – межі підсвіт, 6 – межі строкатоколірності, 7 – сіроколірні відклади; 8 – строкатоколірні відклади

с.мт.Яблунів

с. Мишин

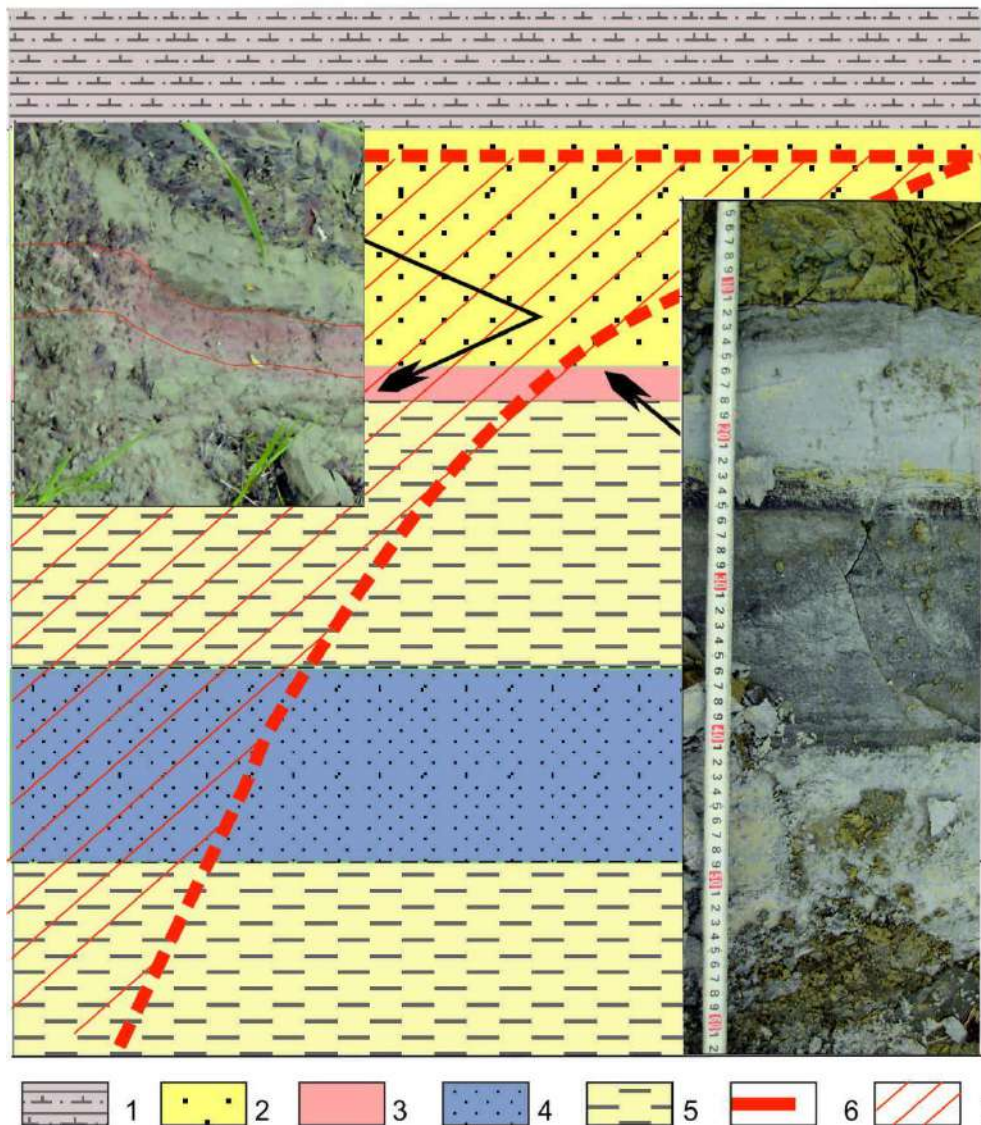


Рис 4.19. Кореляційна схема стебницької та балицької світ в Самбірській зоні Перекапатського прогину (р. Лючка) (побудовано автором)

1 – солоносні відклади, 2 – пісковик з гравелітовою компонентою, 3 – монтморилонітові глини, 4– пісковики, 5 – глинисто-алевролітові нашарування, 6 – межі червоноколірної верстви, 7 – строкатоколірні відклади

В області температур 450–600 °С втрата маси (14 % на кривій ТГ) відповідає частковому виділенню конституційно зв'язаної води із структур гідроліди, хлориту, ректориту (максимум ендоефекту на кривій ДТА при 520 °С) та руйнуванню структури каолініту (ендоефект при 560 °С). Слабко виражені екзоєфекти в області 300–450 °С, що супроводжується незначною втратою маси (5 %), відповідають за згоряння розсіяної органічної речовини у пробі (рис.4.20.). За результатами проведених досліджень встановлено наявність монтморилоніту як єдиного

мінералу з групи глин в пелітовій фракції глинистих нашарувань. На основі одержаних результатів можна зробити висновки щодо окремих аспектів генезису глинистих мінералів – головних породоутворюючих мінералів відкладів стебницької світи Карпат.

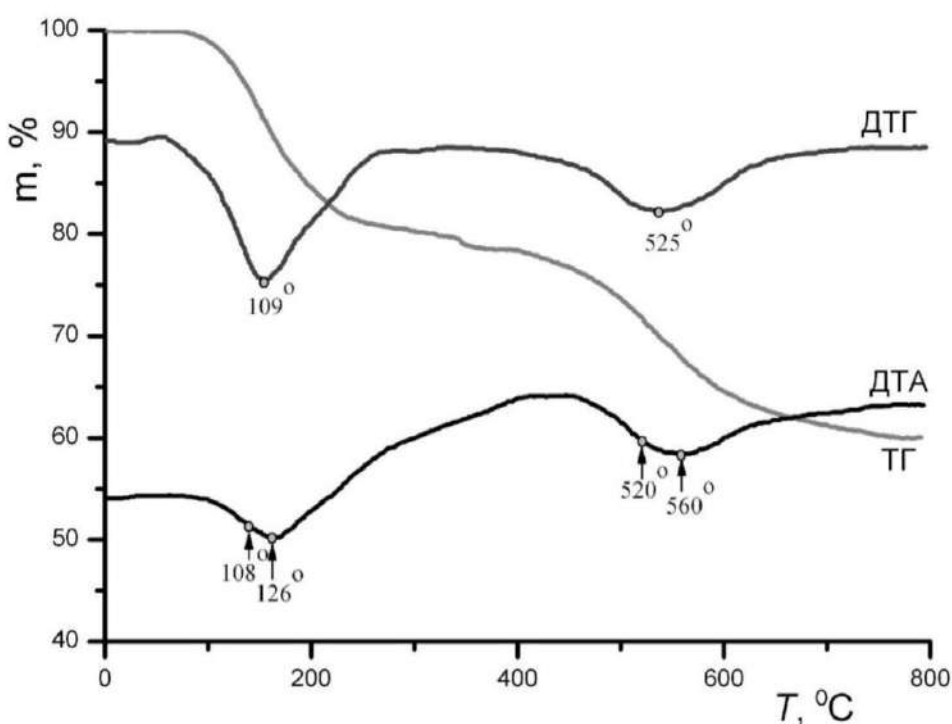


Рис. 4.20. Криві ДТА-ТГ пелітової фракції туфіту проби з наверстувань стебницької світи нижнього міоцену (сmt. Ланчинське Заріччя, р. Прут)

Дослідження показали, що походження монтморилоніту в стебницькій світі є сингенетичне та пов'язане з гальміролізом вихідного вулканогенного матеріалу (вулканічного попелу) та його подальшими трансформаціями [57]. Наявність ректориту вказує на поступовий перехід монтморилоніту в гідрослюду, що відбувається лише при повільному процесі постседиментаційних перетворень [37].

#### 4.6. Висновки до розділу 4

1. Доведено доцільність об'єднання відкладів стебницької світи Передкарпатського прогину в два літолого-фаціальні комплекси: вирвинський і надвірнянський. Встановлено межі поширення кожного із них: перший – поширений на північному заході дослідженої території, другий – на південному сході.

2. За результатами мінералого-геохімічних досліджень в надвірнянському літолого-фаціальному комплексі встановлено безперервне поширення горизонту монтморилонітових глин, а у вирвинському літолого-фаціальному комплексі цей горизонт зустрічається лише фрагментарно.

3. Встановлено, що відклади нижньої підсвіти вирвинського-літолого-фаціального комплексу формувались в середовищі, яке тяжіє до кислого та нейтрального, про що свідчать показники рН (~7,25). В середньостебницькій підсвіті параметри середовища відзначаються більшою лужністю рН (~7,5). Щодо верхньостебницької підсвіти – тут середовище мінералоутворення є більш мінливим: до горизонту монтморилонітових глин практично всі заміри рН (8,2–8,3) відповідають лужному середовищу.

4. Надвірнянський літолого-фаціальний комплекс характеризується контрастним середовищем літогенезу та стрімкою фаціальною мінливістю в межах близьких розрізів, розміщених вхрест простягання Передкарпатського прогину. Встановлено 24 стратиграфічних рівні рудної мінералізації та окремий 25-й стратиграфічний рівень виділено на підставі встановленого регіонального поширення горизонту монтморилонітових глин, які можуть служити ідеальним стратиграфічним корелятивом.

5. Геохімічні параметри середовища осадоагромадження для стебницьких нашарувань надвірнянського літолого-фаціального комплексу, виміряні для проб з характерною мінералізацією 24 рудних рівнів і згідно замірів коливаються в діапазоні: рН 7,25–8,2 і Eh 140–240  $\mu$ V.

6. У верхній частині верхньостебницької підсвіти цього комплексу встановлено поступовий перехід в незначному за потужністю інтервалі, який проявляється у контрастній зміні строкотоколірного забарвлення нищезалягаючої стебницької світи на голубовато-сіре, з'являються ознаки загіпсованості, соленості а отже фіксується стрімка зміна геохімічного середовища та формування геохімічного бар'єру.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях автора: [75, 78, 83, 84, 85, 108].

## РОЗДІЛ 5

### ГЕОХІМІЯ МІНЕРАЛОГЕНЕЗУ СТЕБНИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО МІОЦЕНУ

Вивченню мінералогії моласових відкладів Передкарпатського прогину приділено значну увагу багатьма дослідниками, зокрема В.І. Колтуном [43], який детально охарактеризував мінеральний склад літологічних типів порід північно-західної частини Передкарпатського прогину. Значну увагу дослідник приділив глинистим відкладам. Доволі повну мінералогічну характеристику порід стебницької світи подано в роботі Є. К. Лазаренка [61]. Асоціації глинистих мінералів міоценових відкладів подано в роботі І. С. Дзюби [35].

Проте, перелік мінералів впродовж всього періоду дослідження стебницької світи, доповнювався новими поодинокими знахідками [68, 75, 79, 80, 87, 98, 110]. До складу порід стебницької світи входять численні мінерали, що вивчалися нами в прозорих шліфах, під бінокелем. Наявність мінералів групи глин встановлена та підтверджена рентген-дифрактометричним та термічним аналізом. На підставі досліджень всіх виявлених автором мінералів у відкладах стебницької світи, аналізу їх поширення, седиментаційних і постседиментаційних змін, нами буде проаналізовано геохімічні особливості нижньоміоценової товщі.

#### 5.1. Алотигенні мінерали

Серед алотигенних мінералів у відкладах стебницької світи нижнього міоцену Передкарпатського прогину автором були виявлені: кварц, польові шпати, лейкоксен, гранат, циркон, рутил, турмалін, ставроліт, біотит, хлорит, рогова обманка, сфен, апатит, топаз, стронціобарит, олівін, кордієрит, хроміт, вулканічне скло, олівін.

**Кварц** виступає як породоутворюючий кластичний матеріал в розрізі всієї стебницької світи. Зерна кварцу зазвичай необкатані, у вигляді мікрозерен кварциту, до покрівлі світи переходить у мікрогравелітову фракцію. В еталонному

розрізі по р. Лючка в пласті, товщиною 140 см, кварц поряд з іншими уламками порід має ознаку еолової обробки. В окремих пластах гравелітів виявлено кристали високотемпературного гексабіпіамідального кварцу з газовими включеннями. У підшві світи у субпаралельних хвилястих прожилках гравелітів, кварц спостерігається у вільному просторі цеолітів. Кристали кварцу досягають 10 мм, надзвичайно чисті без включень.

**Польові шпати** присутні по всьому розрізу світи у вигляді калієвих польових шпатів і плагіоклазів. Лише у верхній підшві зустрічається у вигляді уламків до 5 мм з ідіоморфним рядом від альбіту до бітовніту. Крім того, спостерігаються крупні уламки зональних плагіоклазів, їх локальна серцитизація і перехід у цеоліти. За рахунок більш основних плагіоклазів утворюється глауконіт.

**Магнетит та ільменіт** зустрічається у важких фракціях майже всіх порід. Ці мінерали представлені кутастими, рідше обкатаними зернами. Іноді по ільменіту розвивається лейкоксен.

**Лейкоксен** представлений непрозорими неправильними зернами з матовою поверхнею. Ці зерна складені з дрібноагрегатної землистої маси. Перетворення в лейкоксен спостерігається по зернах рутилу, ільменіту і анатазу.

**Гранат** – найпоширеніший мінерал у важкій фракції. Форма уламкових зерен різна. Зерна неправильної форми із гострими гранями, які утворилися при раковистому зломі. Однак зустрічаються також ідіоморфні ромбододекаедричні кристали. Автором було знайдено 8 видів гранатів.

**Циркон** зустрічається у вигляді уламків ідеально огранених кристалів з мало помітними слідами обкатаності.

**Рутил** – дуже поширений прозорий мінерал. Найбільш поширені ідіоморфні кристали стовпчастого габітусу з пірамідальними закінченнями. Часто зустрічаються зерна різного ступеню обкутаності, зберігаються сліди первісної кристалічної форми.

**Турмалін** зустрічається у невеликих кількостях і є досить стійким мінералом. Найчастіше спостерігається у вигляді призматичних видовжених

зерен. Часто зустрічають кутасті та обкатані зерна. Обкатаність переважно слабка і часто зберігаються сліди первісної кристалічної форми. Турмалін плеохроїчний від темно-зеленого до світлого. Від високозалізного шерла до низькозалізного дравіту. Багато зерен мають дрібні включення.

**Ставроліт** зустрічається рідко. Найпоширенішими є неправильні зерна з добре помітним раковистим зломом, ізометричні або слабо видовжені. Рідко спостерігаються обкатані зерна і зерна зі збереженням слідів первісної кристалічної форми. В зернах часто спостерігаються непрозорі включення.

**Біотит** зустрічається у значній кількості у вигляді листочків та лусочок, часто у вигляді шестигранних пластин. Колір часто змінюється в межах одного зерна: зустрічаються бурі луски з зеленуватим відтінком по краях. Біотит плеохроює від світло-зеленого та темно-зеленого, що може бути пов'язане з перетворенням біотиту в хлорит. Деякі кристали містять плямисті непрозорі включення.

**Хлорит** зустрічається у невеликій кількості. Колір зелений з різними відтінками від темно-зеленого до майже безколірного. Іноді спостерігаються включення непрозорих мінералів.

**Рогова обманка** (базальтична) присутня в уламках базальтів та діабазів.

Зустрічаються окремі зерна **сфену**. Як правило неправильної форми, кутасті, напівобкатані та обкатані зерна.

**Піроксени.** У породах вулканогенно-осадової товщі виявлено такі піроксени: гіперстен з мікровключеннями, діопсид, енстатит, сподумен, кліноенстатит, авгіт та **егірін акміт**, який в дрібних фракціях зустрічається у вигляді голочок, а в крупніших – у вигляді призматичних пластинок.

**Апатит** – рідкісний мінерал, зустрічається у вигляді безколірних призм і неправильних, іноді слабообкатаних зерен. Рідко в зернах зустрічаються непрозорі включення.

Спостерігаються окремі зерна **топазу**. Також зустрічаються шестигранні зерна **кордієриту** та **топаз** з блискучими гранями, що може вказувати на можливе аутигенне їх утворення.



Уперше у відкладах стебницької світи нами виявлено **хроміт**. В одному випадку знайдено двійник пікрохроміту. Кристали і зростки цього мінералу чорного кольору з сильним алмазним блиском дуже схожі на хроміт з Поділля [62]. Вилучена фракція хроміту в аншліфі втрачає свою високу відбивну здатність, що виражено в пониженні коефіцієнту його відбиття до 20 %.

**Вулканічне скло** поширене в межах всієї стебницької світи, заміщується цеолітами, хлоритом з цеолітом, а також вермикулітом та глинистими мінералами. Склад скла дуже контрастний – базальтичне, ліпаритові туфи. В туфах знайдено окремі рештки частково або майже повністю заміщеного **олівіну**.

## 5.2. Аутигенні мінерали

За генезисом аутигенні мінерали виявлені автором у стебницькій світі поділяємо на седиментогенні, діагенетичні, епігенетичні, гіпергенні (табл. 5.1.). У дещо іншій генетично-просторовій позиції знаходяться стронціаніт, вермикуліт і значно розвинені монтморилоніт та цеоліти, що утворились внаслідок дифузійного метасоматозу у вулканогенно-осадовій товщі стебницької світи.

**Халькозин** в мідистих пісковиках стебницької світи – домінуючий діагенетичний і епігенетичний мінерал на всіх стратиграфічних рівнях. Часто він утворює параморфози по рослинному детриту.

Діагенетичний халькозин утворює цементацийні структури, тонку і дрібну вкрапленість в цементі, виповнює клітини рослинних фрагментів або повністю заміщує їх, зливаючись в окремі пасма вздовж вуглефікованих стебел; утворює численні ореоли навколо фітоморфоз, таким чином, повністю витісняючи карбонатний цемент. При протравлюванні хлористим залізом полірованої поверхні, в численних агрегатах халькозин виявляє полікристалічну будову з різноорієнтованим зростанням окремих зерен. Фототравлення полірованої поверхні проявляє полісинтетичну будову, що виражається чергуванням різнозabarвлених пасм, що при обертанні столика мікроскопа по чергово міняються з синього до сіруватого відтінку.

Таблиця 5.1.

**Класифікація аутигенних мінералів стебницької світи нижнього міоцену Передкарпатського прогину (складено автором з використанням матеріалів М. Д. Петруняк) [75]**

<b>Аутигенні мінерали</b>			
<b>Седиментогенні</b>	<b>Діагенетичні</b>	<b>Епігенетичні</b>	<b>Гіпергенні</b>
Гідрослюда	Глауконіт	Галеніт	Малахіт
Гіпс	Доломіт	Халькозин	Ковелін
Кальцит	Халькозин	Борніт	Тенорит
	В'юртцит	Халькопірит	Окисли заліза
	Марказит	В'юртцит*	
	Кобальтин*	Гринокіт*	
	Штроймесрит	Бетехтеніт*	
	Куприт	Сафлорит	
		Малахіт	
		Азурит	
		Лозеїт	
		Монтморилоніт	
		Вермикуліт	
		Цеоліти	
		Фітоморфози: <i>Халькозинові, Борніт- халькопіритові, Піритові, Пірит- марказитові, Фосфатні</i>	

\*мінерали, виявлені автором вперше в стебницькій світі нижнього міоцену Передкарпатського прогину

Голубий халькозин зустрічається в нижніх частинах мінералізованих пластів в лежачих частинах псевдороллів. Виявлено його і вище у розрізі в асоціації з метакристалами марказиту, де він утворює антодита. Спектральними аналізами виявлено аномальний вміст в халькозині нікелю, кобальту, германію, молібдену, коефіцієнт нагромадження яких коливається від 140 до 1000 разів [75, 79].

В гіпергенних умовах халькозин по тріщинах спайності заміщується на ковелін, який згодом переходить в куприт, а пізніше – в стійкішу мінеральну форму – малахіт.

**Ковелін** – значно поширений мінерал, розвивається по халькозину. Процес заміщення відбувається по спайності, як по найвигіднішому кристалографічному напрямку у відповідному геохімічному середовищі. Ковелін – з чітко вираженою спайністю і анізотропією спостерігається у вигляді реліктів серед малахітової чи купритувої маси, що утворились в умовах гіпергенезу в повністю окислених пісковиках.

**Борніт** – порівняно рідкісний мінерал в мідистих пісковиках. Утворює мікроскопічні виділення в цементі, у вуглефікованих рослинних рештках. Самостійних виділень не має і переважно утворює субграфічні утворення в оточуючій халькопїритувій масі.

**Халькопїрит** як і борніт має незначне поширення, проте за вмістом у породах переважає його. Цей мінерал жовтого кольору з зеленуватим відтінком на відслоненій поверхні швидко тьмяніє. Утворює вкрапленість, яка в мікроскопічних скупченнях виконує роль цементу.

Борніт-халькопїритува мінералізація значно розвинена в болотних фаціях заплава алювіально-озерної рівнини, в яких скупчення вуглефікованої болотної рослинної маси повністю мінералізовані цими мінералами з підпорядкованою мінералізацією халькозином.

**В'юртцит.** Цей мінерал встановлений автором уперше в чорних мідистих глинах (сланцях) і пісковиках смт. Делятина та смт. Яблунова. В'юртцит медово-жовтий, інколи буруватий, зустрічається у вигляді згусткових скупчень з

цементаци́ною структурою, а у вільному просторі – у вигляді зростків та окремих індивідів. В аншліфах в'юртцит характеризується переважно різкими внутрішніми рефlekсами молочно-медового кольору. На кристалах в'юртциту встановлені наступні форми: моноедр  $\{000T\}$ , гексагональна піраміда  $\{10T1\}$ , гексагональна призма  $\{10T0\}$ . Зустрічаються кристали двох типів: 1) кристали утворені гранями  $\{10T1\}$  і  $\{000T\}$ ; 2) до зазначених форм додаються грані гексагональної призми  $\{10T0\}$  з паралельною штриховкою. Головні лінії 3,099; 1,901; 1,618 належить до політипу 2Н. Параметри елементарної комірки  $a_0=3,84$ ;  $c_0=6,28$ . Твердість мінералу за шкалою Мооса 3,5. Пікнометрична щільність 4,11 г/см<sup>3</sup>. По відношенню до глинисто-карбонатного цементу і наявного там галеніту, досліджуваний в'юртцит є постседиментаційним утворенням [75].

За даними Є.К. Лазаренка [62] в'юртцит – рідкісна форма існування сульфїду цинку, який отримують в лабораторії при нагріванні сфалериту вище 1020°. В нашому випадку всі ознаки свідчать, що цей мінерал утворюється в поверхневих умовах при звичайних температурах, тиску та інших параметрах геохімічного середовища.

**Гринокіт** виявлений автором уперше у мідистому пісковнику струмка Лосва. У виділеній важкій фракції він представлений зернами, розміром 0,05–0,7 мм яскраво-жовтого кольору з алмазним блиском і твердістю 3,5. Зерна монокристалічні, при легкому натисканні голкою утворюють спаяні сколи. В шліфі гринокіт утворює вкрапленість в глинисто-карбонатному і карбонатному цементі, розміщену паралельно з мікросхаруватим розподіленим кластичним матеріалом. Вкрапленість гринокіту більш пізня по відношенню до цементу та інших сульфїдів. В прохідному світлі відрізняється виразно вираженою шагреневою поверхнею, при схрещених ніколях – анізотропний, з чітким погасанням. В аншліфах – світло-сірий, з вкрапленою і цементаци́ною структурою, з виразно вираженими рефlekсами жовтуватого кольору, в ультрафіолетовому спектрі з помаранчевим свіченням. Часто містить в собі пиловаті включення, ймовірно, органічної речовини. Визначення щільності гринокіту, як і в'юртциту, проводилося пікнометричним способом для зерен,

протравлених в 6% соляній кислоті, яка по трьох замірах складає  $4,33 \pm 0,02 \text{ г/см}^3$ . Просторова група мінералу С63мс. В'юрцит і гринокіт утворились на стадії діагенезу. Однак, розрізняється в'юрцит, що утворився епігенетично внаслідок перерозподілу мінералізованої маси і займає успадковане положення в розрізі [75].

**Галеніт** виявляється у вигляді розсіяної вкрапленості в кальцитовому цементі пісковиків. В аншліфах встановлені зерна з трикутниками викришування. Подекуди утворює скелетоподібні ямки, виповнені каоліном. В порожнинах епігенетичних прожилків галеніт утворює кристали та їх зростки (1–3 мм) в голкоподібних кристалах дикіту. Скупчення галеніту спостерігається в ядерних частинах остракод, панцирі яких складені кальцитом, баритом і хлорapatитом. Встановлений галеніт в тісному зростанні з кристалами гіпсу в тріщинах вуглефікованих стовбурів дерев товщиною до 12 см при довжині до 155 см. На препаратіваних стінках таких тріщин в гіпсовій масі, ймовірно, в асоціації з галенітом знаходиться **дюфренуазит** [75].

**Марказит** складає конкреції. В зеленувато-сірих глинах утворює окремі, добре огранені кристали з розвитком ромбічного пінакоїда {001} і біпіраміди {111}. Марказит в окремих розрізах пластів мідистих пісковиків утворює метакристали з антодитами халькозину, що свідчить про те, що в період сингенезу чи діагенезу марказит і ковелін представляли єдину однорідну мінеральну сполуку, генезис і стійкість якої визначався існуючим геохімічним середовищем, фізико-хімічні параметри якого нам невідомі і можуть бути розраховані лише наближено [75].

**Кобальтин** вперше знайдений автором в межах стебницької світи нижнього міоцену Передкарпатського прогину. Мінерал рожевувато-білого кольору, слабо анізотропний, відносний рельєф вище сафлориту, поліагрегатний, утворює тісні зростки з сафлоритом і, зазвичай, виповнює його центральні частини. Розмір виділень коливається 0,02–0,6 мм.

**Сафлорит** білий, з голубуватим відтінком, слабо анізотропний, відносний рельєф і твердість вище кальциту і наявного в ньому кобальтину. Обриси

виділень неправильні, гребінчасті. Разом з кобальтином утворює виділення (0,1–1,2 мм) в кальцитових прожилках та тріщинках у вуглефікованих рештках рослин і є епігенетичними утвореннями.

**Бетехеніт.** Уперше знайдений автором в межах Передкарпатського прогину у вуглистій змінній речовині мідистих пісковиків і утворює різноманітно орієнтовані голчасті кристали, розміром до 0,15 мм по видовженню. Діагностований мінера графічно [75].

**Штроймєєрит** знаходиться також в пісковиках з інтенсивною халькозиною мінералізацією. Утворює зерна неправильної форми, які помилково можна прийняти за галеніт. Виокремлення його з важкої фракції неможливе.

**Куприт** розвинутий спорадично, інколи утворює скупчення 1x2 см. Спостерігається у вигляді дрібної вкрапленості в сильно окисленій і змінній вуглистій речовині, а також в ореолах навколо них (м. Надвірна). В окремих випадках куприт утворює прожилки, що перетинають халькозинову масу. Значний розвиток куприту спостерігається в мідистих пісковиках на днищі русла р. Прут в смт. Ланчин, де він утворює значні скупчення, в тому числі окремі кристали кубічного габітусу [75].

**Тенорит** встановлений в пісковиках м. Надвірна, смт. Ланчина, с. Лоєва у вигляді зерен і прожилків в халькозині. Як правило, розвивається по халькозину в значно аерованих ділянках, що зволожується час від часу метеорною водою.

**Малахіт** – розвинений мінерал в поверхневих умовах і є продуктом заміщення халькозину і халькопіриту, по яких утворює світло-зелені плівки, кірочки і висипи. Зустрічається також по площинах шаруватості, в окремих тріщинах – в асоціації з кальцитом, утворюючи снопоподібні агрегати і самостійні кристали. Як правило, малахіт – епігенетичне утворення. Але багаторічні спостереження показали, що з сезонним коливанням метеоумов, в дощові періоди на окремих відслоненнях малахіт може щезати, а у посушливіший період заново утворюватись.

**Азурит** зустрічається рідше малахіту і приурочений до подошви пластів мінералізованих пісковиків м. Надвірна, р. Прут та її приток. В пісковиках потоків Дубового, Зелениці зустрічається рідше у вигляді мікроскопічних антодитів.

**Лозейт** у вигляді сферолітів рожевого забарвлення, розміром до 0,8–1,5 мм утворює невеликі скупчення в асоціації з кальцитом епігенетичних прожилків. Підтверджений кристалооптично, петрографічно, рентгеноструктурно. На відміну від лозейту білого кольору з синюватим відтінком з Франкліну, Нью-Джерсі ця знахідка відмінна по кольору через значніше заміщення в кристалохімічній структурі цинку на марганець. Мінерал вимагає детальнішого вивчення.

Особливе положення в мінералізованих породах займають *фітоморфози*, які нами були поділені на декілька видів за ознаками мінерального заміщення.

*Халькозинові фітоморфози* (рис. 5.1.) представлені обривками вуглефікованих стебел рослин. Поряд з виділеннями халькозину рідко спостерігаються невеликі виділення кофініту, а по тріщинках – кобальтин з сафлоритом. Фітоморфози містять германій, галій, вісмут, індій, вміст яких характеризується коефіцієнтами нагромадження від 5 до 140 разів [75].

*Борніт-халькопіритові фітоморфози* спостерігаються у стебницькій світі в сипких слабо зцементованих алеврито-піщанистих пластах з багатим скупченням рослинних решток. Заміщення цих решток халькопіритом і борнітом відбувалось з вповненням середини клітинного простору. Мінерали в них утворюють тісні субграфічні зростки зі змінним переважанням одного мінералу над іншим. Це добре видно в аншліфах, виготовлених зі спеціально зцементованих порід та вилучених з них важких фракцій.

*Піритові, пірит-марказитові фітоморфози* спостерігаються на різних стратиграфічних рівнях неогенової товщі молас в межах Передкарпатського прогину. Зазвичай вони представлені дрібними глобулярними виділеннями, а при інтенсивному заміщенні – тонкозернистими смугастими агрегатами, що повторюють текстуру деревини. Особливу увагу привертають пірит-марказитові фітоморфози у вулканогенно-осадовій частині розрізу стебницької світи (з добре збереженою клітинною структурою) з дрібними включеннями галеніту в

пертинаючих їх тріщинах з галенітом, дюфренуазитом та гіпсом. Як правило, такі уламки дерев нерідко обволікаються пелітоморфною карбонатною подібною до стяжіння масою.

*Фосфатні фітоморфози* розвинені в нижніх частинах міденосних пластів пісковиків, інколи локалізуються в самостійних проверстках. Вони утворюються по рослинних рештках розміром до 4 см, коричневого кольору. В імерсійних препаратах виявляють тонко-волокнисту будову, показник заломлення близько 1,604, погасання пряме, двозаломлення не перевищує 0,002–0,003, містить непрозорі включення, які можуть розглядатися як домішка парсонситу. При розчиненні в соляній кислоті маса повністю розчиняється, залишаючи по собі вуглефіковані сітчаті каркаси міжклітинного простору.



Рис. 5.1. Халькозинова фітоморфоза по стеблу очерету (свт. Делятин, р. Прут)

Серед аутигенних мінералів зустрічаються породоутворюючі мінерали глинистих відкладів – монтморилоніт, гідрослюда, вермикуліт, змішаношаруваті



утворення (ректорит) та глауконіт. А також карбонатні – кальцит і доломіт та сульфатні мінерали – гіпс, ангідрит, полігаліт целестин та барит. Часто в червоноколірних відмінах глин присутні окисли заліза.

**Монтморилоніт** – породоутворюючий мінерал у проверстках глин вулканогенно-осадочної товщі верхньостебницької підсвіти. Іноді зустрічаються мономінеральні проверстки.

**Гідрослюда** теж виступає породоутворюючим мінералом, що є характерним для стебницьких глин, одак лише у нижьо- та середньостебницькій підсвіті. У відкладах верхньостебницької підсвіти цей мінерал має лише підпорядковане значення.

Змішаношаруваті утворення (**ректорит**) знайдені в підшві монтморилонітової верстви і являють собою перехідне утворення в ряді монтморилоніт-гідрослюда, що може свідчити про поступову гідрослюдизацію монтморилоніту.

**Вермикуліт** виявлений в сіроколірних відкладах верхньостебницької підсвіти, де він виступає як головний мінерал глинистих наверстувань того ж самого стратиграфічного рівня.

**Глауконіт** досить поширений мінерал у міоценових відкладах. Часто зустрічається у вигляді окремих зерен. Крім аутигенного глауконіту, може бути присутній і теригенний.

**Кальцит** належить до найпоширеніших мінералів серед порід стебницької світи. Кальцит може виступати як в ролі цементу, так і в якості самостійного мінералу, який формує карбонатні стяжіння (рис. 5.2.). Часто виповнює тріщини, утворює друзи. Іноді буває теригенним. В розрізі стебницьких відкладів в с. Стопчатів виявлено глинистий проверсток, суцільно пронизаний кристалами кальциту в вигляді щільних друз, для кристалів яких субстратом послугував підстеляючий проверсток глини, а самі кристали кальциту наростали на ньому орієнтовано і виключно по осях другого порядку  $L_2$ .

Доломіт входить до складу пелітоморфного матеріалу в глинах. Крім кристалів доломіту, що утворився, ймовірно, хемогенним шляхом, присутні також кучасті, іноді обкатані уламки.



Рис. 5.2. Карбонатні стяжіння надвірнянського літолого-фаціального комплексу (с.Старі Кути, урочище Кідеванівка)

Гіпс зустрічається у вигляді невеликих скупчень, тонких прожилків та окремих кристалів серед глинистих порід. Іноді в верствах глин спостерігається гіпс-селеніт [110].

В перехідній зоні до соленосної товщі залягають проверстки алевролітів і гіпсів сірого кольору з вкрапленнями кристалів **ангідриту, бариту, целестину і полігаліту**.

**Цеоліти** утворились внаслідок дифузійного метасоматозу у вулканогенно-осадовій товщі стебницької світи. Зустрічається у вигляді окремих утворень та цементу, які вдалося діагностувати в шліфах.

**Окисли заліза** у важкій фракції глин – досить поширений мінерал, представлений округлими зернами яскраво-червоного кольору.

**Карбонатні стяжіння**, (рис. 5.2.) аналогічні описаним Колтуном В.І. [43], виявлені лише в одному пункті надвірнянського літолого-фаціального комплексу (с. Старі Кути в урочищі Кідеванівка), що вказує на подібність фаціальних умов на цій ділянці з вирвинським літолого-фаціальним комплексом. Тут вони подекуди утворюють низкоподібні дещо зміщені по латералі і по вертикалі згустки, утворюючи одне ціле в межах перших сантиметрів.

### **5.3. Особливості поширення мінералів в стебницькій світі та вплив геохімічного середовища на їх епігенетичні перетворення**

Спостереження і дослідження положення мінералів у поверхневих виходах у відслонених ділянках геоструктурних одиниць описане у діапазоні масштабів від 100:1 до 1:10000 показало, що утворення мінералів по вертикалі, як правило, характеризується таким рядом: пірит – халькопірит – борніт – сфалерит – халькозин – в'юрцит (грінокіт) – марказит. Пірит розвинений лише в підшві пісковиків у вигляді щільно зрослих агрегатів дрібних кубічних кристалів і їх безформних скупчень, які по вертикалі замінюються фосфатами (подолітом), що не рідко по рослинних рештках утворюють параморфози. Вище спотерігається халькопірит з субграфічними виділеннями в ньому борніту, що поступово змінюється на халькозинову мінералізацію, яка відрізняється значною інтенсивністю в зонах пошарового збагачення вуглефікованими рослинними рештками, навколо яких утворюються стійкі халькозинові ореоли. Грінокіт та

в'юрцит в зоні переходу до утворених вище метакристалів марказиту утворюють згусткові скупчення з цементаційною структурою і мають незначний розвиток в порівнянні з іншими мінералами.

Наведений ряд вертикальної зональності не завжди витримується. Частіше зустрічаються інші типи зональності, представлені рядами: халькозин – галеніт – сфалерит або халькопїрит – борніт – сфалерит. В складно побудованих пластах зональна мінералізація неодноразово повторюється по вертикалі і відповідає стадійному формуванню пісковикової товщі. Перший тип (халькозин – галеніт – сфалерит) характерний для окремих пластів поверхнево-руслових фацій, а другий (халькопїрит – борніт – сфалерит) – для підводно-руслових. При цьому інтенсивність мінералізації стрімко знижується у верхніх поверхах в напрямі до покрівлі. В прибортовому розщепленні пластів підводно-руслових фацій спостерігається по косошаруватих серіях пошарове збагачення превідкладеними мінералами міді, рідше свинцю.

Епігенетичний розподіл рудної мінералізації спостерігається в багатьох крутопадаючих пластах, успадковуючи попередній порядок розподілу ряду зональності. В таких утвореннях у вільному просторі зустрічаються добре ограничені індивіди в'юрциту, а по епігенетичних тріщинах, виповнених кальцитом, значні виділення сафлориту.

Спостереження за процесами мінералоутворення у зоні гіпергенезу доводить всю складність поведінки наявної мінералізації у пластах і проверстках порід. На поверхні пісковики не мають ознак мінералізації, лише у прируслових частинах вони мінералізовані. Мінералізація з часом істотно зменшується через вилуговування рудних компонентів до наступного ерозійного врізу русла під час катастрофічних повеней. Але на крутих бортах долин рр. Прут, Сопівка, Лючка та їх притоках спостерігається височування порових вод з деяких мінералізованих пластів, що призводить до утворення не лише малахітових кірок, але й лозейту. В періоди після повеней і, навіть, при почерговій зміні метеорогічних факторів малахітова мінералізація на поверхні пісковиків повністю зникає, проте протягом дев'яти днів знову утворюється у вигляді

висипів та кірочок. Вище по розрізу у стебницькій світі регіонально розвинена потужна пачка туфів і туфітів, що зазнали перетворень внаслідок дифузійного метасоматозу. Крім наявних в них вулканічного скла, ромбічних і моноклінних піроксенів, амфіболів, плагіоклазів, мікрокліну, гранатів, циркону, турмаліну, там встановлено значний розвиток монморилоніту, мезоліту, філіпситу, гейландиту та інших мінералів.

Серед мінералів важких фракцій особливу увагу привертає знахідка хроміту. Кристали і зростки цього мінералу чорного кольору з сильним алмазним блиском дуже схожі на хроміт Поділля [62]. Вилучена фракція хроміту в аншліфі втрачає свою високу відбивну здатність, що виражено в пониженні коефіцієнту його відбиття до 20 %.

Мінералого-петрографічні дослідження стронціаніту, цеолітів, вермикуліту, монтморилоніту у вулканогенно-осадовій товщі показують, що утворення цих мінералів відбувалося в постседиментаційний період. В породах також широко розвинуте явище заміщення стронціанітом уламків пелітоморфних вапняків з реліктами мікрофауни. Утворення цеолітів та інших мінералів вказує на симертію геохімічного середовища в пластах по вертикалі і латералі. Ці процеси розвинуті в регіональному масштабі.

У вирвинському літолого-фаціальному комплексі стебницької світи рудні мінерали виявлені в більшості пластів складно побудованих потужних пісковиків руслового типу. Зустрінуті вони там в двох основних позиціях. В першій – ними збагачені гравеліти підшовової частини пластів пісковиків, а в другій – середня частина дрібнозернистої маси пісковиків з рослинним вуглефікованим детритом. Важкі фракції гравелітів і пісковиків містять акцесорні (гранат, циркон, лейкоксен, рутил, турмалін, монацит, іноді поодинокі зерна ксенотиму) і рудні (пірит, марказит, галеніт, сфалерит, дуже рідко малахіт, халькопірит) мінерали, а також дрібні фосфатизовані зуби риб.

В гравелітах зерна цих мінералів значно обкатані, а галеніт покритий церуситовою кірочкою. В пісковіку галеніт утворює згусткову вкрапленість

серед заміщеного карбонатного цементу і знаходиться в тісній асоціації з піритом і марказитом. Останні інтенсивно заміщують вуглефікований детрит.

Дослідження гравелітів в аншліфах показали, що галеніт в церуситовій кірочці знаходиться в цементі. В рідкісних випадках зустрічається в окремих уламках вапняків і хлоритових сланців, що входять до складу гравелітів. В пісковиках уламковий галеніт не виявлений. Майже відсутні мінерали міді, а пірит і галеніт утворилися на стадії діагенезу.

У надвірнянському літолого-фаціальному комплексі мідна мінералізація спостерігається в пісковиках і чорних сланцюватих глинах. Чорні мінералізовані глини відносяться до відкладів застійних ділянок піднять та заплав. В корінних виходах відкладів по р Прут, в глинах спостерігається пласт, що являє собою вуглефіковані рослинні рештки мінералізовані халькопіритом, борнітом і частково халькозином.

Глини чорні, сланцюваті, мідисті з незначною кількістю кластичного матеріалу, слабослюдисті, некарбонатні, неясношаруваті, грудкуваті, в подошві з включеннями борніто-халькозинових мікростяжінь (0,5–5 мм) і самородної міді.

Мідисті пісковики сірого, зеленувато-сірого, темно-сірого і плямистого зафарблення. Останнє спостерігається у верхніх частинах окремих пластів пісковиків і обумовлене наявністю пігментуючих мінералів трьохвалентного заліза. Кластичний матеріал слабообкатаний, складається з кварцу з домішкою плагіоклазів, мікрокліну, уламків порід розміром 0,5–2 мм (кварциту, кварцхлоритових сланців, вапняків, халцедону), а також акцесорних мінералів (гранат, циркон, турмалін, рутил, монацит), які фракціоновані по мікрокосошаруватості і в окремих випадках досягають такої концентрації, що в припідшовенній частині природно утворюють шліх. Склад цементу глинисто-карбонатний, біля подошви пластів істотно карбонатний. Тип цементу часто базально-згустковий або поровий, при якому спостерігається значна кородованість кварцевої кластичної складової. Пісковикам притаманна коса шаруватість різних типів, рідше зустрічаються ознаки діагенетичного сповзання, фестончатість. На поверхнях покрівлі, подошви і розшарування спостерігаються

позитивні і негативні відбитки хребетних, тріщин усихання, брижів, дощових крапель, слідів течій. В нижніх частинах пласти збагачені вуглефікованими рештками і рослинним детритом, які утворюють халькозинові, піритові і парсонсит-фосфатні параморфози.

Рудні мінерали в пісковиках представлені халькозином, рідше халькопіритом і галенітом, які концентруються по проверстках налягаючих одну на одну. Проверстки, по яких спостерігається збагачення мідними мінералами, мають темне забарвлення, зумовлене наявністю скупчення акцесорних мінералів. Це свідчить про акумуляцію міді у вигляді твердих сполук за однакових геохімічних і гідродинамічних умов середовища осадоагромадження та постседиментаційних перетворень, що й акцесорних мінералів. Поверхня підосви настільки густо всіяна останніми, що при змиванні з неї глинистого матеріалу стає іскристою. Орієнтовано препарований зразок такої поверхні, відібраної з відслонення, цілком може служити матеріалом для палеомагнітних реконструкцій.

Ознаки обкатаності свідчать про транспортування мідних чи свинцевих мінералів. Ступінь обкатаності мідних мінералів середня. При цьому спостерігається пряма залежність між загальним вмістом міді і акцесорних мінералів у породі. Поряд з мінералами міді спостерігаються зерна галеніту у церуситовій «сорочці» та фосфатна речовина (дрібні зуби риб, частково і повністю фосфатизовані мушлі остракод).

Пошарове збагачення перевідкладених мінералів в поєднанні з акцесорними спостерігається у проверстках бортового розщеплення пластів підводно-руслових фацій.

Наявність обкатаних рудних мінералів у пісковиках, а також рудних мінералів у присутніх в них уламках кварц-хлоритових сланців, що не зазнали повної дезінтеграції, свідчить про зв'язок рудного матеріалу з теригенною провінцією живлення басейну седиментації. Про це свідчать знахідки уламків кварц-хлоритових сланців з вкрапленнями халькопіриту і борніту у наявній в них кварцовій масі, що виявлені в конгломератах стратиграфічного рівня, який

відповідає ославському горизонту по р. Лючка і правій притоці р.Прут – Ославці.

Досліджено слабообкатаний малахіт в мідистому пісковикі з околиць села Грабівки [49], де автором додатково проводились польові спостереження в розрізах, які містять пласти мідистих пісковиків. Мінералізація пісковиків представлена фосфатизованими мушлями остракод, а малахітова мінералізація розвинена по денній поверхні цих порід і перетинаючих їх тектонічних тріщин. У значно вивітрилих пісковиках малахіт спостерігається по площинах нашарування пісковиків у вигляді скупчень сферолітів, оточених гідроокислами і окислами марганцю.

Внаслідок тектонічної перебудови у пісковиках відбулося перегрупування рудної речовини над сколовими тектонічними тріщинами, які виконують роль підстеляючого екрану, що проявляється у вигляді густої вкрапленості мінералів міді й поступовою зміною мінерального складу над екраном: халькопірит – борніт – халькозин. Цей процес схожий з утворенням «ролів» і є всі підстави стверджувати, що він триває і в теперішній час при періодичній зміні метеорологічних умов і неотектонічного фактору.

#### **5.4. Висновки до розділу 5**

1. Досліджені мінерали стебницької світи нижнього міоцену низкою мінералогічних методів, що дозволило виокремити серед них алотигенні та аутигенні, виявити досі не встановлені мінерали в складі порід цієї товщі та встановити зміну геохімічного середовища впродовж літогенезу на основі постедиментаційних змін у вивчених мінералах.

2. Серед встановлених автором у стебницькій світі аутигенних мінералів найпоширенішими є рудні епігенетичні а також діагенетичні мінерали, які приурочені до мідної мінералізації, що встановлена в пісковиках і чорних сланцюватих глинах. Наявність значної кількості епігенетичних мінералів вказує на нестійке геохімічне середовище, яке спричинилось до виникнення значної



кількості одних мінералів внаслідок заміщення чи руйнування інших. Утворення рудних мінералів по вертикалі, як правило, характеризується таким рядом: пірит – халькопірит – борніт – сфалерит – халькозин – в'юрцит (грінокіт) – марказит. Пірит розвинений лише у підшві пісковиків у вигляді щільно зрослих агрегатів дрібних кубічних кристалів і їх безформних скупчень, які по вертикалі замінюються фосфатами (подолітом), що не рідко по рослинних рештках утворюють параморфози.

3. Встановлено пряму залежність між загальним вмістом мінералів міді і акцесорних мінералів у породі, а також однакові геохімічні і гідродинамічні умови осадоагромадження.

4. Досліджено, що такі аутигенні мінерали як стронціаніт, цеоліти, вермикуліт та монтморилоніт утворилися за рахунок вулканогенно-осадового матеріалу і подальших його трансформацій внаслідок дифузійного метасоматозу. Утворення цих мінералів вказує на симетрію геохімічного середовища у товщі як по вертикалі, так і по латералі.

5. Встановлено, що малахітова мінералізація, яка розвинена по денній поверхні пісковиків і перетинаючих їх тектонічних тріщин, виконує роль підстеляючого екрану, який проявляється наявністю густої вкрапленості мінералів міді і поступовою зміною мінерального складу над екраном: халькопірит – борніт – халькозин.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях автора: [74, 75, 78, 84, 85].

## РОЗДІЛ 6

### ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПАЛЕОГЕОГРАФІЇ ТА ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ПЕРЕТВОРЕНЬ НИЖНЬОМІОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ

#### 6.1. Палеогеографічні умови

Наприкінці олігоцену-початку міоцену відбулася еволюційна перебудова у Карпатського седиментаційного басейну. В північно-східній частині почав формуватися Передкарпатський прогин з нагромадженням в ньому товщі, здебільшого регресивного характеру, у флішовій області тектоно-динамічні процеси зумовили складчастість, а у центральній частині Карпатського басейну майже одночасно закладається компенсаційний прогин Сілезької зони (рис. 6.1., 6.2.).

Більшість дослідників вважає [11, 56, 86], що осадовий басейн у стебницький час становив лагуну, яка періодично з'єднувалась на південному сході та на північному заході з відкритим морем. Однак наші дані [107], зокрема замірів косої шаруватості, слідів течій, напрямків оповзання осадків, атмогліфів, палеоіхнологічних відбитків, розподіл крупноуламкового і вулканогенного матеріалу свідчить про інші умови осадонагромадження. Для проведення палеогеографічних, палеоструктурних та палеогідродинамічних умов та геохімічних параметрів середовища осадонагромадження використовувалися методики [3, 16, 22, 36, 38, 54, 65, 73, 93, 94, 101, 104, 115, 121].

В ранньостебницький час на північному заході існувало крупне підняття з різкоамплітудним рельєфом та густою гідросіткою, яке було складене метаморфічним комплексом, юрськими вапняками і частково відкладами флішу. Під впливом засушливих і дощових періодів, що часто чергувалися, підняття до початку пізньостебницького часу пенепленизувалось. Область осадонагромадження в південно-східному напрямку становила мілководний басейн, в якому нагромаджувались річкові алювіальні товщі. Інтенсивне вивітрювання в області підняття носило латеритний характер, що і зумовило первинний червоноколірний характер порід.

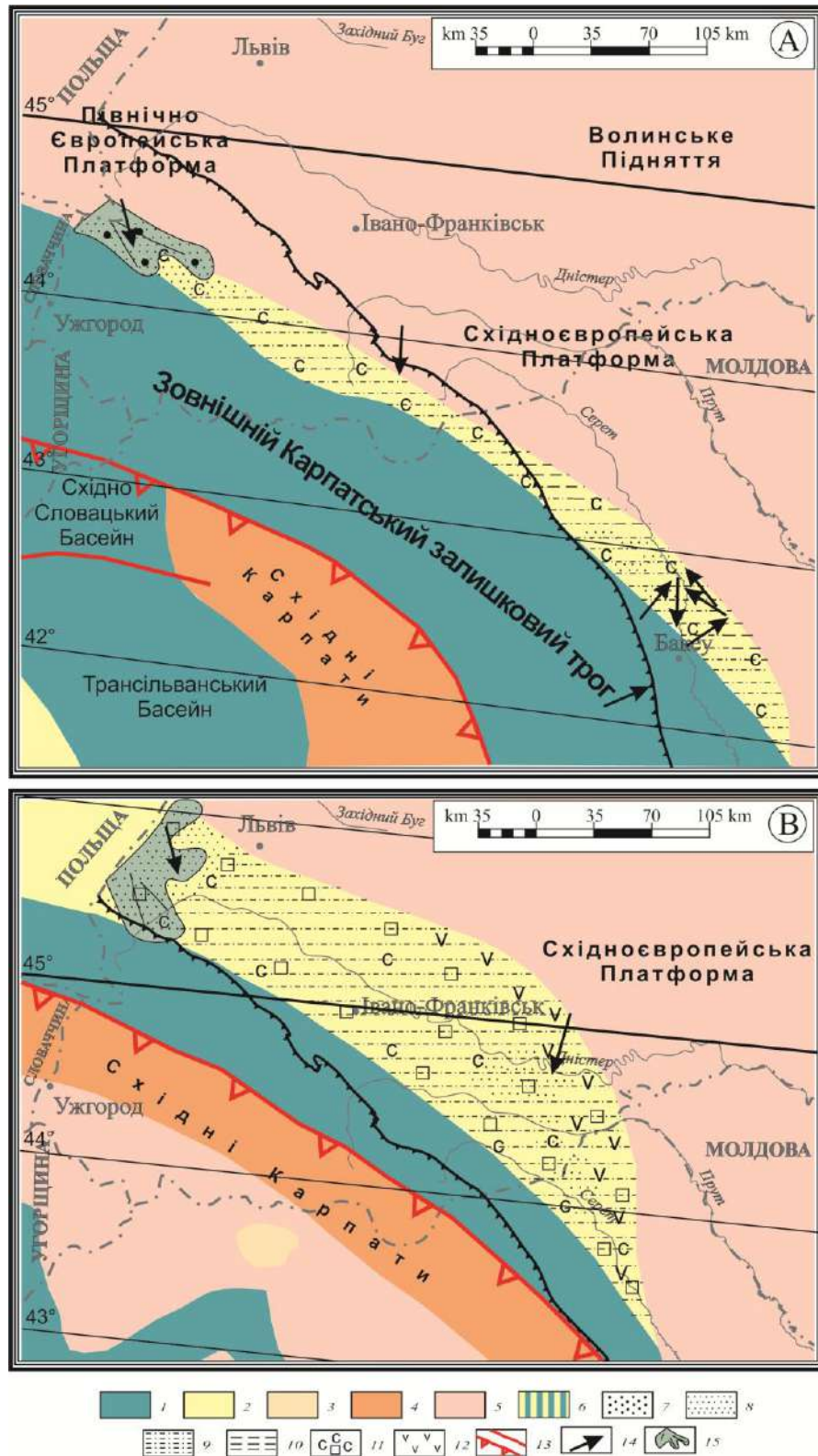


Рис. 6.1. Седименто-палеоокеанографічна модель формування бурдигал-лангійський відкладів стебницької світи, Самбірська зона, Передкарпатський прогин (побудовано автором на основі [120]). А – ранній та середній стебницький час; В – пізньостебницький час

1 – глибинні морські (трог) відклади, 2 – прибережно-морські (теригенні) відклади, 3 – озерно-алювіальні відклади, 4 – гірська місцевість, 5 – платформа; породи: 6 – гравелістисто-псамітові, 7 – псамітові, 8 – псаміто-глинисті, 9 – глинисті, 10 – строкатоколірні, 11 – вулканогенні, 12 – соленосні, 13 – складки та розломи; 14 – напрям зносу теригенного матеріалу; 15 – Пра-Вісла

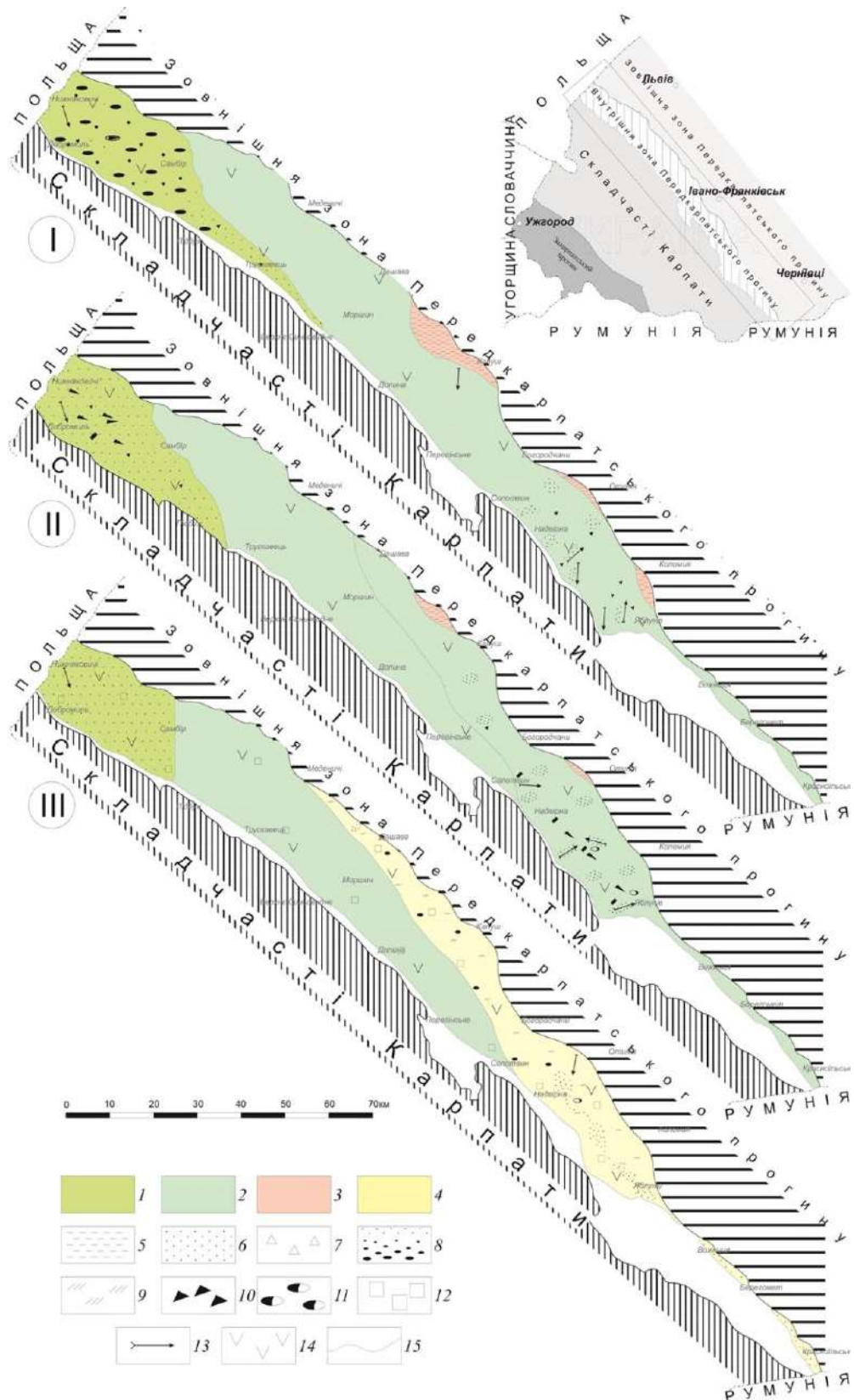


Рис. 6.2. Літологічна схема бурдігал-лангійських відкладів Самбірської структурної зони Передкарпатського прогину в ранньо- (I), середньо- (II) і пізньостебницькій (III) час (побудовано автором)

1 – гравеліто-псамітові відклади, 2 – псамітово-глинисті відклади, 3 – глинисто-псамітові відклади, 4 – глинисті відклади, 5 – глини та аргіліти, 6 – відклади з підвищеним вмістом псамітового компоненту, 7 – брекчії, 8 – гравеліти, 9 – монтморилонітові глини, 10 – гальки менілітових сланців, 11 – конгломерати і гальки екзотичного матеріалу, 12 – соленосні відклади, 13 – напрям зносу теригенного матеріалу в осадовий басейн, 14 – строкатоколірні відклади, 15 – межі літофасій

Напрямок течій протягом всього періоду був стабільним і здебільшого відповідав напрямкам, що вкладаються в сектор від 225–250°. В досліджених розрізах помітного напрямку зносу матеріалу з північно-східного обрамлення платформи чи протилежного зі сторони Карпат не виявлено.

В південно-східній частині стебницького басейну седиментації існувала передгірська рівнина з дуже рівним рельєфом. Область живлення була значно віддалена і представляла собою злегка горбисту поверхню. На шляху транспортування уламковий матеріал зазнавав повної дезінтеграції, що супровожувалось вивільненням акцесорних та рудних мінералів. Кліматичні умови, згідно з даними [11, 56, 86], а також даними наших замірів (табл. 4.1., рН  $\geq$  8) були аридними. З настанням дощових періодів передгірські долини (область осадоагромадження) тимчасово затоплювалися. По числених палеорусласх [115] формувались потужні пласти пісковиків з текстурними ознаками руслових фацій.

В області осадоагромадження росла бідна рослинність (травяниста, очертоподібна, рідше деревоподібна). Чергування засушливих та дощових періодів призводило до частого площинного змиву відкладеного шару та перекриття його новим зі збереженням поверхні численних полігональних тріщин усихання. Часто в басейні седиментації утворювалися ділянки з застійними водами та болотною рослинністю.

Періодична зміна клімату та атмосферного тиску сприяла захороненню відбитків слідів тварин. В ранньостебницький час у водному середовищі розвивались тонкостінні остракоди, що існували лише в прісних водах. З часом відбувається зміна кліматичного та геохімічного середовища. Вміст барію догори по розрізу у стебницькій товщі стрімко знижується, в той час як відбувається збільшення вмісту стронцію, який представлений у мінеральній формі стронціанітом в підсоленосній частині розрізу стебницької світи. Індикаторами палеокліматичних умов можна вважати такі мінерали як барит і стронціаніт. В нижній частині світи розвинений барит, потім відбувається сумісна кристалізація барію з стронцією, які в одному ж і тому кристалі утворюють дві самостійні фази

бариту і целестину, а в підсольовій частині породи збагачувались стронцієм, утворювався стронціаніт і целестин. Присутність мінералів барію вказує на холодні кліматичні умови, а збагачення порід стронцієм – аридний клімат [107].

Напрями зносу матеріалу в цій частині прогину були змінними. В південно-східній окраїні Передкарпатського прогину вони проходили по азимуту  $120^\circ$ , а від району с. Ланчин поступово змінювалися на східні до північних і північно-західних. Заміри косої шаруватості в пластах пісковиків по південному крилу Добротівської антикліналі показують, що остання в палеогеографічному плані відображає наявність підняття, з якого надходив у басейн седиментації у пізньостебницький час грубоуламковий матеріал. В цей час почала зазнавати додатних рухів платформа, про що свідчать переважаючі сліди течій з напрямками  $270\text{--}300^\circ$ . Автором виявлений [75] значний розвиток у важких фракціях порід підсоленосних відкладів хроміту із сильним алмазним блиском, який за комплексом діагностичних ознак цілком можна співставити з хромітом з кристалічних комплексів Поділля. Цей факт може слугувати додатковим доказом вищевикладеним твердженням.

Протягом ранньо-, середньо- та пізньостебницького часу в північно-західній частині басейну седиментації нагромаджувалися гравеліто-псаммітові відклади. Це свідчить про близькість джерела зносу, транспортування теригенного матеріалу відбувалося по руслі р. Пра-Вісли. Ширина зони з переважанням псаміто-глинистих відкладів поступово зменшувалась від давніших до молодших відкладів. Глинисто-псамітові відклади поширені ближче до північно-східної окраїни осадового басейну, що свідчить про віддаленість від джерела зносу та акумуляції в більш спокійних умовах. Переважно глинисті потужні товщі міоценових відкладів формувалися в пізньостебницький час в континентальних умовах. Проверсток монтморилонітових глин, який зберігає витриманість по літералі, свідчить про стрімку появу тимчасового джерела живлення, яке постачало в басейн вулканогенно-осадовий матеріал. Характерною ознакою завершення формування даного тектоно-седиментаційного циклу можна вважати утворення соленосних відкладів в умовах аридного типу літогенезу.

## 6.2. Динаміка геохімічного середовища осадоагромадження завдяки тваринному та рослинному світу

### 6.2.1. Динамічні деформації живих організмів

Серед порід моласової товщі Передкарпатського прогину виявлено динамічні деформації, спричинені живими організмами в осадах седиментогенного і ранньодіагенетичного періодів. За специфікою прояву їх слід розділити на конседиментогенні та геохімічні [74, 83].

Конседиментогенні динамічні деформації встановлені серед порід нижнього міоцену в районі периклінального замикання Добротівської антикліналі по р. Прут. Тут на поверхні проверстки алевроліту зафіксована мить полювання лисиці на птаха, що супроводжувалась втисканням її лап в підстеляючі верстуваті тонкошаруваті глинисто-алевритові осади на глибину до 5 см. У вертикальному розрізі це виглядає так: в темно-сірих аргіліто-алевритових нашаруваннях потужністю 4–7 мм з мікрошаруватістю, що підкреслюється чергуванням кварцового і глинистого матеріалу (0,2–0,6 мм), спостерігається втискання лапи лисиці з утворенням лійкоподібного заглиблення, внаслідок чого в сторону прикладеного зусилля відбулось розтягнення мікрошарів в свіжоутвореному осаді і підстеляючих проверстках з своєрідним розтягуванням і зменшенням товщини мікрошаруватості. Характер таких деформацій в поперечному перетині і плані показаний на рисунку 6.3. А, Б. На поверхні покрівлі спостерігаються скам'янілі краплі крові та слизу жертви. Неподалік виявлено численні сліди куликів, а на підшві цього проверстку контрвідбиток сліду *Avipeda filiportatis* (рис. 6.3. А, Б). Ступінь втискання лап лисиці вказує на достатню пластичність підстеляючих верств порід після недавнього седиментогенезу.

Величину динамічного зусилля, що викликала таку деформацію можна оцінити лише наближено, виходячи в розрахунку ваги лисиці (6–11 кг) [90]. Динамічні деформації тваринного та рослинного світу розглядаємо як свідчення



про фізичний стан свіжоутворених осадків перед подальшою їх літифікацією. На прикладі проверстку карбонатного алевритистого пісковика (5 см) з відбитками слідів парнокопитних з більшим ступенем втискання у підшві, ніж в покрівлі (рис. 6.4. А, Б), бачимо, що формувався він на широкому просторі прибережної



Рис. 6.3. Алевроліт з деформацією, яка виникла під час полювання лисиці на птаха: А – поперечний перетин прошарку з рештками скам'янілої крові; Б – відбиток від лапи на поверхні підшви





Рис. 6.4. Карбонатний алевритистий пісковик із слідами газелей: А – на підшві пласта; Б – на покрівлі того ж пласта

смуги басейну седиментації в зоні аридного клімату. Автору невідомі час і швидкість утворення цього проверстку та сліди вказують на тривалий і значний розвиток популяцій представників тваринного світу в той період.

Знаходження слідів тварин в значному стратиграфічному діапазоні осадової товщі добротівської [96, 99] і стебницької [20, 81] світ показує їх взаємодію з поверхнями седиментів як на денній поверхні, так і під водою (сліди рухів плавників риб, дзьобів птахів від добування в донних осадах їжі, тощо).

Динамічна деформація живих організмів як відображення геохімічного середовища мінералоутворення, що контролювалось положенням окисно-відновної поверхні  $Eh_0$  встановлена в породі стебницької світи по ріці Лючка в смт. Яблунів.

Відомо [108, 142], що положення окисно-відновної межі визначає геохімічні чи мінералого-геохімічні фації і поверхня її займає виключно горизонтальне положення. Якісний і кількісний характер геохімічного середовища мінералоутворення знаходиться в залежності від багатьох чинників [80], які у певний проміжок часу спричинюють утворення мінеральних сполук, що не вкладаються в теоретично розраховані і лабораторно підтверджені діаграми мінеральної еквілібрії. Слід зазначити, що окисно-відновна межа  $Eh_0$  завжди розвивається на поверхні під впливом гравітаційної сили. Виняток становлять ділянки скупчень свіжих органічних решток, де розвиток процесів мінералоутворення має складніший характер.

В багатьох пластах і проверстках пісковиків, алевролітів стебницької світи міжріччя Бистриці-Надвірнянської і Черемоша спостерігається мінералізація над площинами, що утворюють з поверхнею покрівлі кути від 2 до 50 градусів і нічого спільного з екрануючими тектонічними тріщинами не мають. Часто над цими площинами спостерігається мінералогічна зональність по вертикалі представлена сполуками халькофільних елементів. За багатьма геологічними показниками утворення таких площин автор пов'язує з різномасштабними конседиментаційними підняттями [39, 53, 89].

В знахідці породи по ріці Лючка в смт. Яблунів привернула увагу незвична вгнутість сульфідної смужки. Ряд паралельних зрізів дав змогу стереометрично відтворити її будову і встановити її природу (рис. 6.5). Утворилась вона внаслідок вторгнення намулоїда в глибшу частину осаду. Серед вертикального залягання пачки глинистих тонкошаруватих строкатоколірних порід залягає асиметрична лінза пелітоморфного частково глинистого світло-сірого вапняку (товщина від 4 до 13 см), морфологія якого визначилась декількома стадіями перетворень. Спочатку на плесоподібному заглибленні формувалась кашкуватоподібна карбонатна маса з почерговим привнесом пелітоморфного глинистого і алевролітового компонентів, що частково відображає протравлена в 6 % соляній кислоті пришліфована поверхня одного з поперечних зрізів (рис. 6.5.). Далі відбулось оповзання всієї маси осаду з одностороннім асиметричним нагромадженням без жодних ознак гідростатичного перевантаження, як це має місце у відкладах добротівського світи.

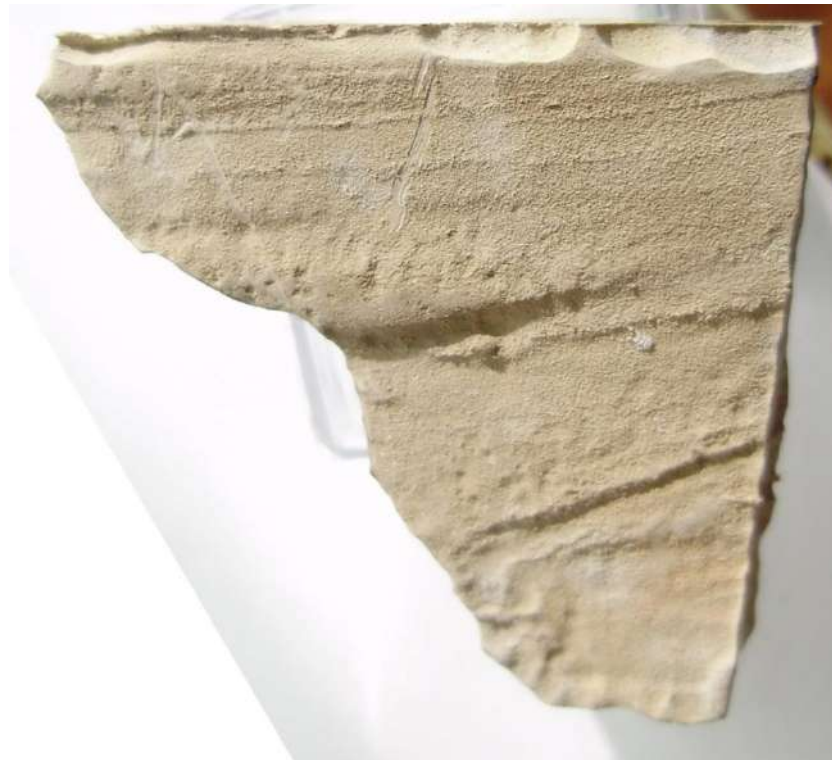


Рис. 6.5. Протравлена пришліфована поверхня вапняку, що виявляє розподіл глинистого і карбанатного матеріалу в ньому

Крім текстур косошаруватого і горизонтального мікронашарування в покрівлі, в середині найбільшого нагромадження маси спостерігаються дислокації розриву та текстури турбулентного перемішування карбонатної і глинистої маси (рис. 6.6.).

Під мікроскопом порода в загальному являє собою тонкокристалічний кальцитовий вапняк з домішкою глинистих мінералів, кучастих уламків кварцу та мусковіту. Розподіл кластичного матеріалу спостерігається по окремих напрямках мікронашаруватості, а лейсти мусковіту підкреслюють турбулентний характер переміщення в відкладеній масі. Через весь шліф під кутом до покрівлі масу породи перетинає смужка дрібних зерен халькозину, що складається з чотирьох-пяти тонших.



Рис. 6.6. Вапняк із сульфідними смужками, які виникли у постседиментогенний період внаслідок переміщення карбонатного осаду

Макроскопічно смужка (1,5–3,5 мм) розшарована на 3–5 тонших по площі мінливої товщини, в окремих місцях щільно зближених. Розвиток і поширення її не залежить від ступеня зрушення породи, а в окремих блоках з їх покрівлею утворює двогранні кути у  $13^\circ$  і  $29^\circ$ . В одному місці ця смужка проривається



слідом вторгнення намулоїда, переміщення якого викликало її деформацію та утворення чашоподібної депресії (рис. 6.7. А, Б). Після вторгнення відбулась загибель особини і його повна мінералізація халькопіритом з подальшим відновленням рівноваги попереднього стану геохімічного середовища мінералоутворення.

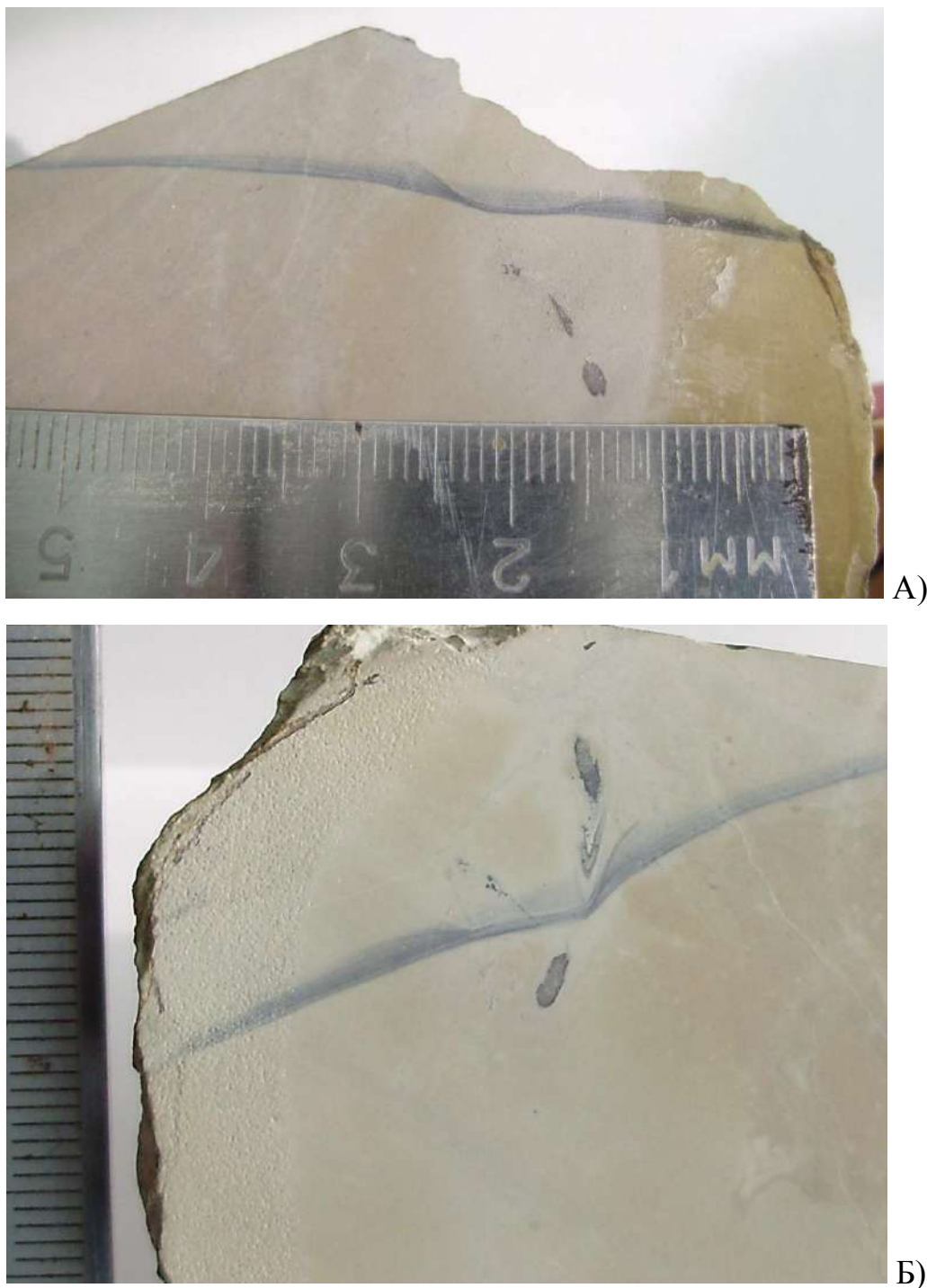


Рис. 6.7. Сульфідна смужка у вапняку з деформацією, яка виникла після входження в карбонтий осад намулоїда: А – початковий зріз; Б – зріз по трасі просування організму

Вертикальна мінералогічна зональність в даному випадку не порушується в зоні додатніх значень Eh ряду магнетит-окисли заліза і доповнює його дендритами окису мангану. Загальна ситуація цього процесу схематично зображена на рисунку 6.8. Дислокація описаного взірця, пронизаного ходом намулоїда, могла відбутись тільки внаслідок оповзання, бо ознаки будь-яких тангенціальних зусиль відсутні.

Наведені приклади динамічних деформацій відкривають сторінку в седиментогенезі та геохімії осадочного мінералоутворення, що визначається параметрами фізико-хімічних процесів відкритої термодинамічної системи. У багатьох випадках приклади мінералоутворення вражають своєю несподіваністю. Майже на дні шахти Гвоздецького є ніша, де в жовтій глині знайдено кристали ісландського шпату [67]. В порожнинах пегматитів, наприклад, в ділянках заповнених глинистою масою, повністю відсутні ознаки розчинення кристалічних утворень.

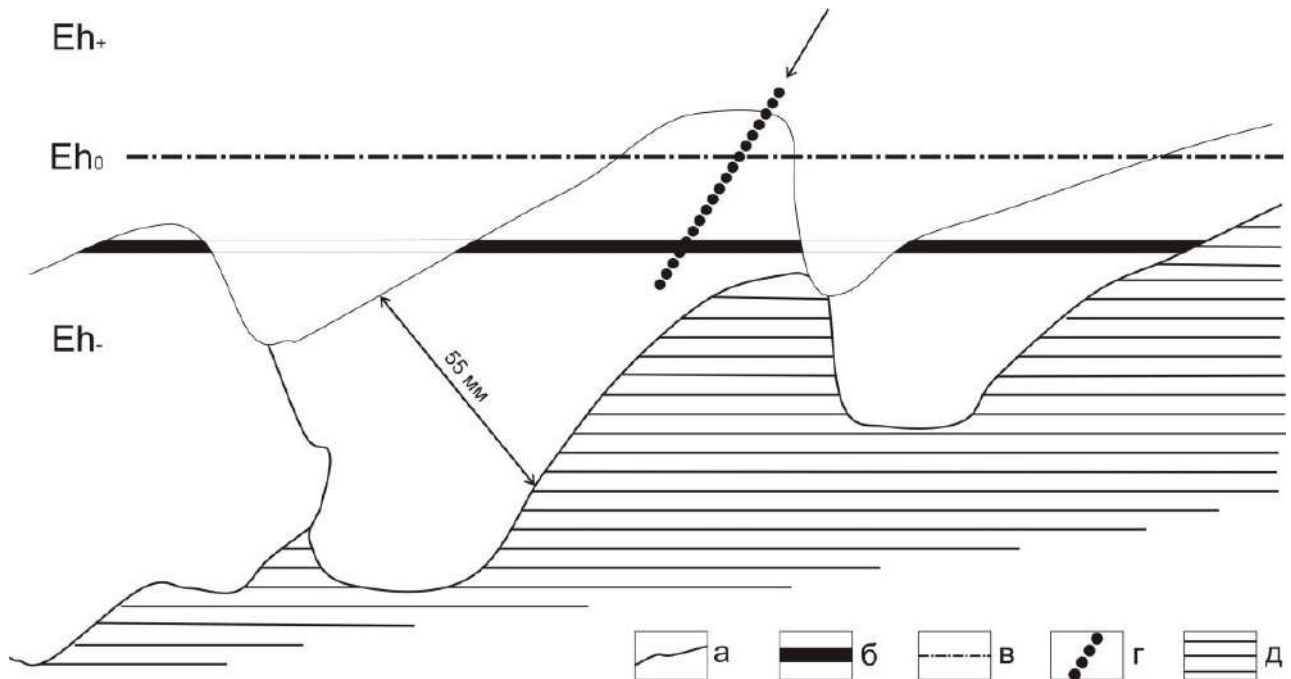


Рис. 6.8. Схематичне зображення морфологічних особливостей габистого залягання вапняку та геохімічного середовища, що виникло в ньому (побудовано автором)

а – контур дислокованої породи; б – сульфідна смужка; в – ймовірне положення окисно-відновної межі; г – траса пересування намулоїда; д – строкатоколірні глини

Виходячи з принципу актуалізму та моделювання геологічних процесів в формуванні осадових порід, далеко не все зрозуміло. Спроби моделювати в лабораторних умовах процеси мінералоутворення в ряді халькозин – борніт – халькопірит завершилися утворенням тільки зони самородної міді. Очевидно, що виключно водне середовище для цієї мети не придатне, а термо-барометричні показники значно різняться від дійсних умов утворення.

На прикладі літифікованих динамічних порушень літологічного і геохімічного середовища мінералоутворення зроблено спробу привідкрити важливий момент геологічних процесів в постседиментогенний період формування нижньостебницьких нашарувань в Центральному Паратетисі.

### **6.2.2. Текстура поверхонь наверстувань відкладів стебницької світи**

На поверхнях нашарування алеволітів, пісковиків та мергелів зустрічається велика кількість поверхонь розмивів, тріщин усихання, відбитків слідів хребетних, тощо. Найбільшу увагу привертають сліди хребетних, окремі атмогліфи (тріщини усихання, сліди крапель дощу).

Викопні сліди хребетних відомі у відклада неогену Передкарпатського прогину, вони приурочені до низів добротівської та стебницької світ [20]. В стебницьких відкладах автором знайдено окремі сліди хребетних: птахів, газелей, хижаків, плазунів. Приурочені вони до 9 стратиграфічних підрівнів [79] (1 – 18-20 м; 2 – 30 м; 3 – 80 м; 4 – 90 м; 5 – 110-150 м; 6 – 300 м; 7 – 340-350 м; 8 – 430-440 м; 9 – 460-465 м). Відбитки слідів хребетних зустрічаються у вигляді позитивних і барельєфних відбитків. Окремі знахідки слідів хижаків встановлені в покрівельній частині пісковика, де вони знаходяться з добре розвинутими тріщинами усихання (рис. 6.9.).

На відшарованій поверхні пісковика проявилися хвилеприбійні знаки з густими відбитками дощових крапель (рис. 6.10.). Серед стебницьких відкладів відомі також відбитки кристалів льоду [20].

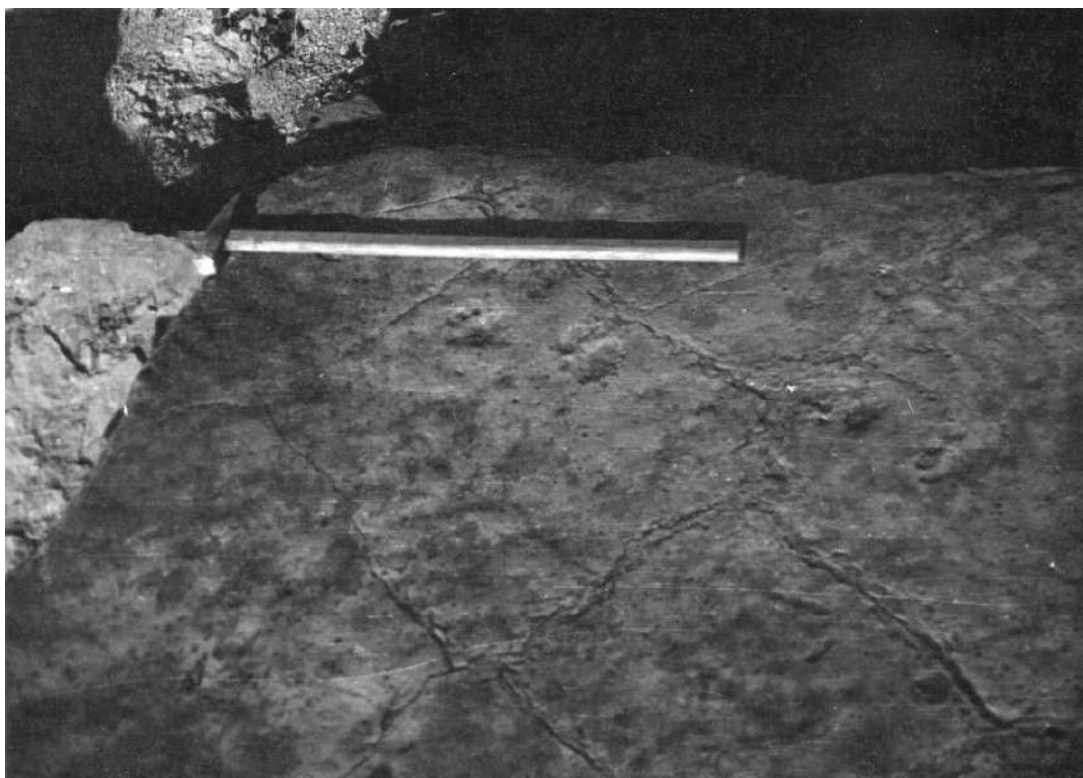


Рис. 6.9. Полігональні тріщини усихання і сліди хижака з сімейства кошачих на покрівлі пісковика стебницької світи



Рис. 6.10. Хвилеприбійні знаки і сліди дощових крапель на відшарованій поверхні пісковика стебницької світи



Автором виявлені кристали льоду у відкладах стебницької світи (6.11.). В нижньостебницькій підсвіті вивлено величезну кількість знахідок атмогліфів (тріщини усихання, відбитки дощових крапель та кристалів льоду, брижі), слідів життєдіяльності хребетних: чорногузів, куликів, невідомого птаха (рис. 6.12.), чайок, газелей, коней, мастодонтів, рисі, лисиці, свиней, жаби); а також вуглефікованих рослин і дерев, відбитків водоростей (рис.6.13. А, Б) і поверхонь з проблематичною скульптурою (рис. 6.14).

В проміжках згаданих вище рівнів зі слідами хребетних знаходиться велика кількість прошарків з тріщинами усихання, ходами черв'яків, знаками брижі, відбитками дощових крапель.

Знахідки слідів хребетних поряд з іншими показниками дають право стверджувати, що стебницькі строкатоколірні відклади – відклади озерно-алювіальних рівнин.



Рис. 6.11. Відбитки кристалів льоду в породі стебницької світи



Рис. 6.12. Слід невідомої птахи з відкладів стебницької світи (лівий борт р. Прут східної околиці смт. Делятина)



Рис. 6.13. Алевроліт стебницької світи (лівий берег р. Прут, с. Ланчин): А – відбиток водорості на відкритій поверхні пласта; Б – дзеркальний відбиток цієї ж водорості на брилі породи, що знесена на декілька метрів під час повені

В стратиграфічному аналозі ланчинського горизонту, що розвинений по р. Прут, в його притоці Лоєвий, виступають корінні виходи сіроколірної товщі, з якої відокремився уламок алевроліту з відбитком скелету риби без ознак збереження скелетних залишків чи їх мінерального заміщення (рис. 6.15.).

Ділянки розвитку сіроколірних аргіліто-алевролітових відкладів свідчать про ареали, в яких опріснювався соленосний басейн у стебницький час.



Рис. 6.14. Відклади стебницької світи з валикоподібними концентричними ієрогліфами (лівий берег р. Прут, с. Ланчин)



Рис. 6.15. Алевроліт стебницької світи з відбитком скелету риби без ознак збереження скелетних залишків чи їх мінерального заміщення (притока р. Прут потік Лосвий)



### 6.3. **Метасоматоз поверхневих сольових і вуглеводневих проявів нижньоміоценових відкладів**

Відклади стебницької світи нижнього міоцену Передкарпатського прогину характеризуються значним розвитком процесів епігенетичного мінералоутворення. Зокрема, на відкритих поверхнях пісковиків, збагачених рудними мінералами, в приповерхневих умовах утворюється малахіт (рис. 6.16.). Малахіт – поширений мінерал у поверхневих умовах і є продуктом заміщення халькозину і халькопіриту, по яких утворює світло-зелені плівки, кірочки і висипи. Зустрічається і по площинах шаруватості, і в окремих тріщинах – в асоціації з кальцитом, утворюючи снопоподібні агрегати і самостійні кристали. Хоча малахіт – епігенетичне утворення, але багаторічні спостереження показали, що з сезонним коливанням метеоумов, в дощові періоди на окремих відслоненнях малахіт може щезати, а у посушливіший період заново утворюватись.

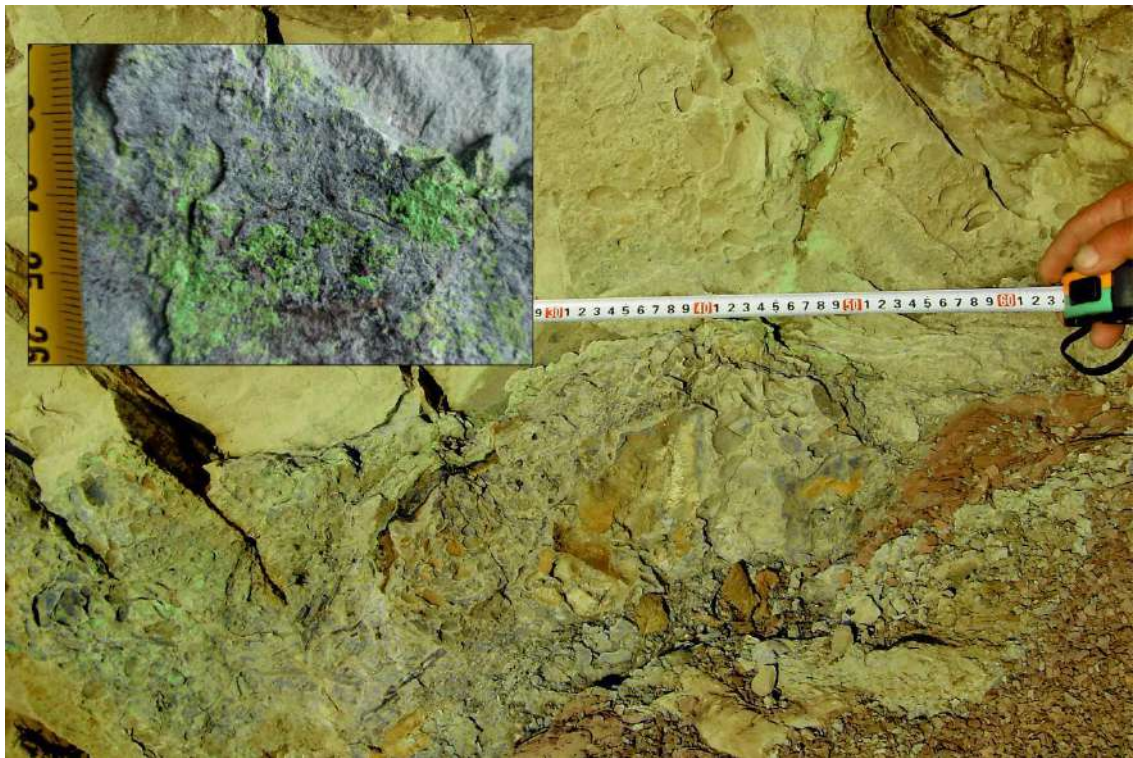


Рис. 6.16. Поверхня пісковика з рудною мінералізацією, яка в приповерхневих умовах зазнає вивітрювання та перетворюється в малахіт (відклади стебницької світи, (сmt. Ланчин, р. Прут)

Глини верхньостебницької підсвіти представлені вулканічним попелом, який перетворився в монтморилоніт; в породах активно проходять процеси мінералоутворення по теперішній час. В горизонті монтморилонітових глин автором зафіксовано численні епігенетичні мінерали: каолініт, вермикуліт, цеоліти (рис. 6.17.) – мезоліт, філіпсит та гейландит. В підошвенній частині горизонту діагностовано змішаношарувате утворення – ректорит – мінерал, який є перехідним при перетворенні монтморилоніту в гідрослюду. Це свідчить про процес гідрослюдизації вулканогенного матеріалу.

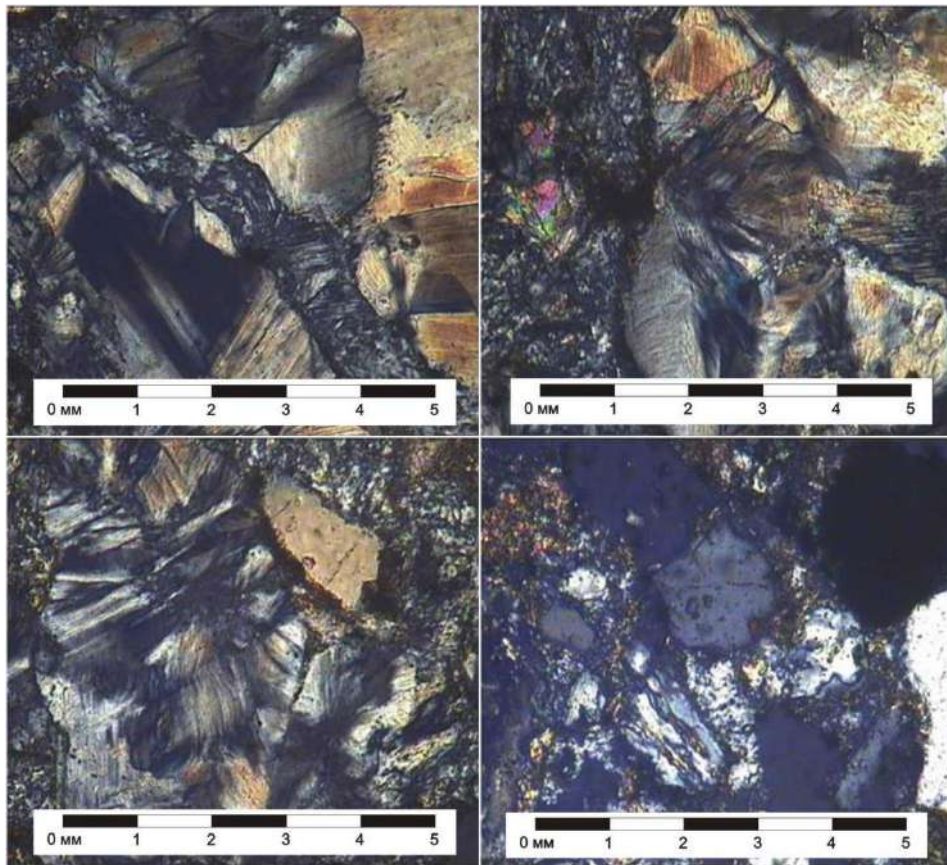


Рис. 6.17. Виділення цеолітів в шліфах, виготовлених з монтморилонітових глин, поширених в нижній частині верхньостебницької підсвіти

Структурно-літологічний контроль метасоматичних перетворень, поверхневих сольових і вуглеводневих проявів встановлений під час дослідження ускладнених напізом геологічних формацій Берегової скиби по р. Прут [76, 77]. У процесі подальших польових досліджень геологічних структур міжріччя Бистриця-Надвірнянська–Черемош визначено загальні ознаки розвитку цих явищ. Зокрема, в

Скибових Карпатах та Передкарпатському прогині пройдено ряд геологічних маршрутів на ділянках зі значною відслоненістю в басейнах рік Тисмениця, Стрий, Бистриця-Надвірнянська, Прут, Лючка, Пістинька, Рибниця і Черемош. Здійснені деякі істотні геологічні уточнення на вичерпаних нафтових родовищах Борислава, Биткова та Старуні. На підставі власних спостережень та з врахуванням даних визначних дослідників Карпатської нафтогазоносної провінції [39, 54] проведено ряд уточнень щодо структурно-формаційного контролю метасоматозу в присутності вуглеводнів, розвитку поверхневих проявів солі, нафти, газу та вирішення деяких прикладних завдань [32].

Розвиток сульфат-карбонат-кварцового метасоматозу в Карпатах раніше розглядався в безпосередньому зв'язку з наскрізною інфільтрацією глибинних флюїдів через осадову товщу [87]. Згодом була встановлена закономірна залежність ступеню перекристалізації аморфного кремнезему від збагачення силіцитів органічними речовинами [61].

На території Західної України було відомо 196 поверхневих проявів соленості [141], з них особливу увагу привертають ті, що знаходяться в тісному співвідношенні з тектонічними одиницями нафтоносних структур Сілезької та Скибової зон Карпат та Передкарпатського прогину. Факт засоленості бітумінозних сланців менілітової світи зазвичай пояснюється тектонічними ускладненнями або проявом криптодіапіризму [60].

Зауважимо, що на існуючих геологічних картах стратиграфічні і тектонічні межі нанесені з високою точністю. Проте, в процесі деталізації геологічної будови, в укрупненому плані виявляється значна кількість деформацій диз'юнктивного та плікативного характеру, які ускладнюють реальний характер формаційних утворень і фаціальних співвідношень. Так, в Самбірській зоні Передкарпатського прогину по площинах зміщення амплітуда стратиграфічного розриву сягає 500 метрів. Через часткове врахування формаційних ознак залягання, горизонт саджавського пісковика відносять до покрівлі стебницької світи, проте згідно з фаціальними ознаками, він є типовим утворенням верхньої частини добротівської світи.

Результати наших польових спостережень в долині р. Тисмениця вказують на значну плікативно-диз'юнктивну деформацію осадового комплексу, реконструкція якої в даних геологічних умовах викликає певні труднощі. При цьому крейдові відклади на нафтовому родовищі Борислава значно деформовані. Аналогічна ситуація у заляганні осадових порід зберігається у всіх структурно-фаціальних зонах Карпат.

Детальніше польове вивчення відслонень Берегової скиби дозволило визначити співвідношення неогенових соленосних відкладів з олігоценовими бітумінозними сланцями менілітової світи та еоценовими нафтонасиченими глинами бистрицької світи.

Берегова скиба на ділянці досліджень має перекинуте залягання і складається з двох тектонічних субелементів, які складені породами менілітової світи. З південного заходу примикає перша луска Орівської скиби, представлена в зоні насуву пісковиками ямненської світи з яремчанським горизонтом в основі (рис. 6.18.).

Південний субелемент – це комплекс перекинутих відкладів менілітової світи, складений чорними і бурими бітумінозними сланцями з пісковиками, поверхні підшви яких містять відбитки слідів течій, хвилювання, конседиментаційного оповзання осаду з косою і паралельною шаруватістю. Породи частково розбиті кліважними тріщинами та насичені галітом. Кути падіння становлять 5–10°, а при наближенні до північної межі зростають до 30°. При цьому в розрізі проглядаються верстви кливського пісковіку, сидерит-доломітові конкреції та інші характерні ознаки розрізу менілітової товщі.

Перші сотні метрів розрізу характеризуються розвитком соленосних неогенових глин. Після незначної перерви у відслоненості відкривається другий тектонічний субелемент, складений товщею монтморилонізованих туфопісковиків (40 м). Стратиграфічно вище залягає пачка чорних бітумінозних сланців з трьома верствами пісковиків, яка перекрита пісковиком (5 м) з внутрішніми формаційними розмивами. Над його покрівлею спостерігається

нагромадження алохтонних карбонатних стяжінь, які насичені вуглеводнями та характеризуються значним розвитком внутрішніх мінеральних інкрустацій [76].

Вище за розрізом породи набувають типового вигляду менілітових сланців, утворюючи в заплаві і бортах р. Прут горбисті виступи з вицвітами галіту. В правому борту ріки полого залягання порід порушене хвилястою складчастістю, а вниз по течії вони контактують з верхньою частиною відкладів бистрицької світи, формуючи брахіантикліналь. В лівому березі р. Прут ця структура бронюється верствою тріщинуватого пісковика з кальцитом і стронціанітом. В правому борту ріки спостерігається стікання розсолів по площині насуву менілітових сланців на брахіантикліналь (рис. 6.19.а). по площині насуву, де розвальцьовані соленосні відклади стебницької світи. В посушливий період 2015 року встановлено, що проникнення солей в пісковики менілітової світи пов'язано з *капілярним ефектом*. Різний ступінь насичення основної маси порід галітом сприяє утворенню вицвітів бішофіту ( $MgCl_2 \cdot 6H_2O$ ) на поверхні пісковиків (рис. 6.19. б).

Загалом, будова Берегової скиби в смт. Делятин ілюструє характер проявів геодинамічних процесів при тангенціальних зусиллях. Ймовірно, до початку активного розвитку плікативних та диз'юнктивних деформацій, відклади формували лежачу нафтоносну антикліналь, верхня продуктивна частина якої виявилась денудованою.

З метою вирішення важливих питань соленосності та нафтогазоносності Карпатського регіону побудовано поперечний геологічний перетин в межах Покутського розриву в басейні р. Лючка, на правобережжі якої виступають Покутські складки, а в пониженому рельєфі лівого берегу – ядро Добротівської антикліналі. В цій структурі спостерігаються різноманітні метасоматичні перетворення та поверхневі виходи нафти і газу в складних структурно-літологічних співвідношеннях. На побудованому геологічному перетині основна увага зосереджується на будові північного крила Добротівської антикліналі і зони переходу від Бориславсько-Покутської до Самбірської зони (рис. 6.20.).

В долині р. Лючка (східна околиця с. Люча) відслонюється товща глинистих відкладів бистрицької світи еоцену з проверстками некарбонатних темно-сірих



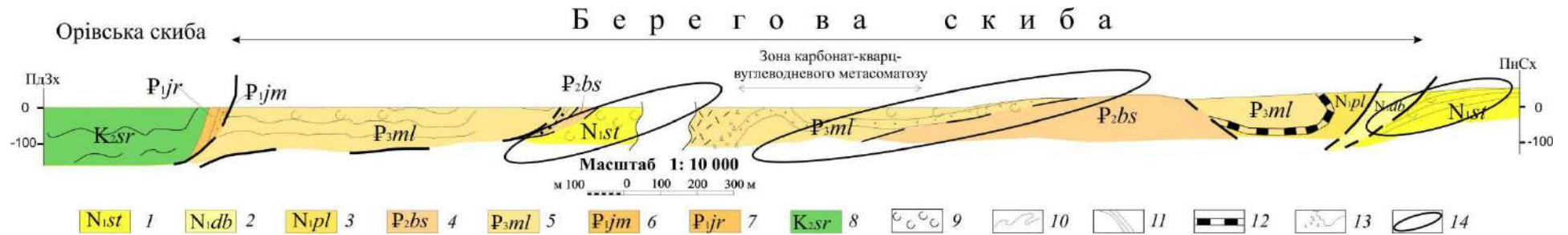


Рис. 6.18. Схематичний перетин Берегової скиби по р. Прут (сmt. Делятин), на якому відображено складність тектонічної ситуації та залежність проявів соленості від специфіки будови розрізу (побудовано автором) [108]

Відклади (світа): 1 – стебницька, 2 – добротівська; 3 – поляницька, 4 – бистрицька, 5 – менілітова, 8 – стрийська. Горизонти: 6 – яремчанський, 7 – ямненський; 9 – соленосність, 10 – складчастість, 11 – верстуватість, 12 – кремнисто-мергелистий горизонт, 13 – зона тектонічного дроблення, 14 – ознаки засолоненості

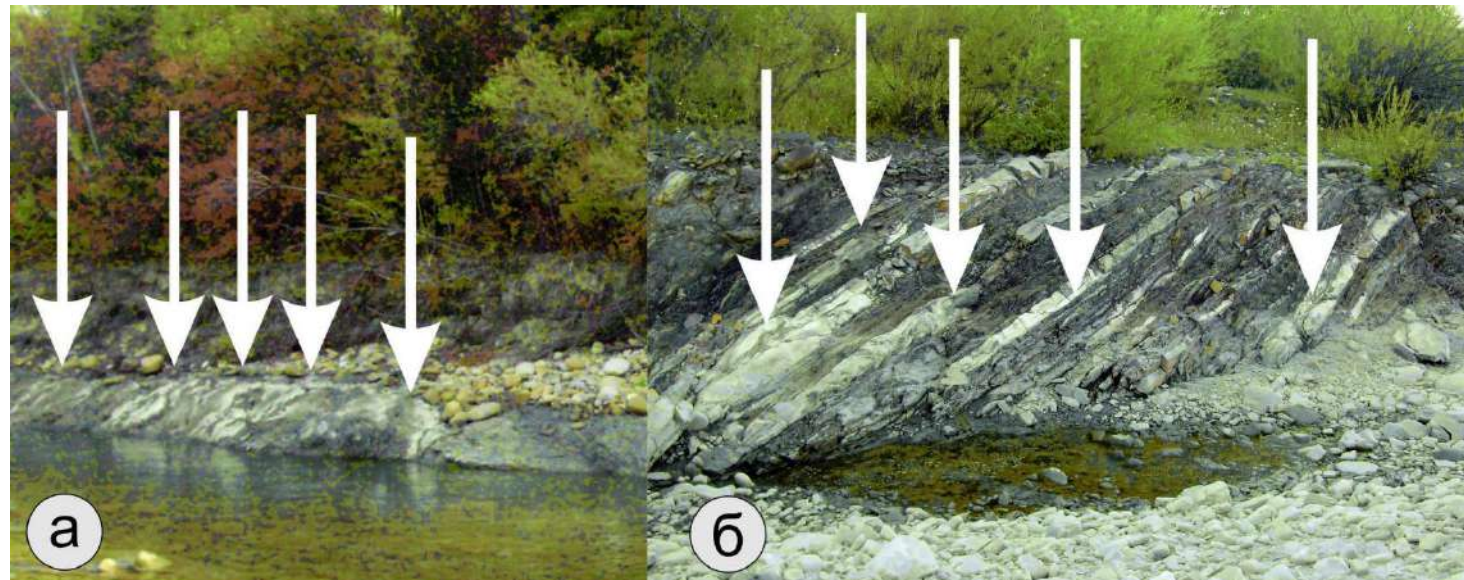


Рис. 6.19. Сольові вицвіти галіту на контактi насуву менілітової світи на відклади бистрицької світи (правий борт р. Прут, друга луска Берегової скиби в районі сmt. Делятин)

а – поверхня пісковиків менілітової світи, б – вицвіти галіту і бішофіту

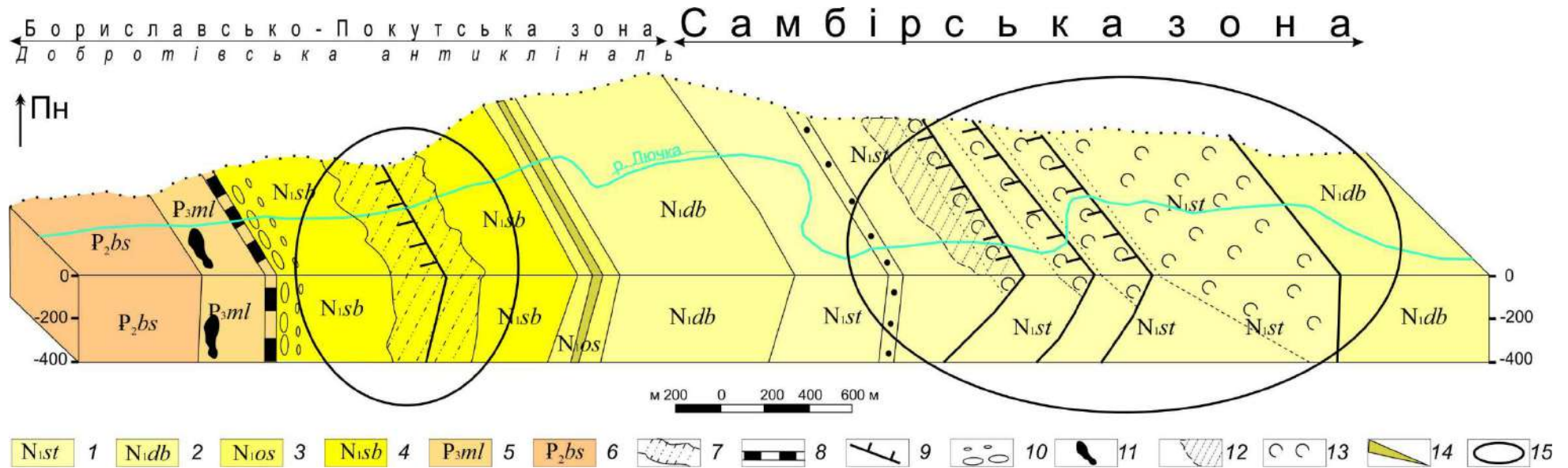


Рис. 6.20. Блок-схема північного крила Добротівської антикліналі з демонстрацією структурно-літологічного та формаційного контролю метасоматичних перетворень (побудовано автором) [108]

1 – стебницька світа, 2 – добротівська світа, 3 – ославський горизонт, 4 – слобідська світа, 5 – менілітова, 6 – бистрицька, 7 – засоленість, 8 – кремнисто-мергелистий горизонт, 9 – розломи, 10 – конгломерати, 11 – стяжіння, 12 – зона виділення газу, 13 – соленосність, 14 – верстви гравелітів, 15 – ознаки засоленості

аргілітів, насичених нафтою в покрівлі, на яких безпосередньо знаходиться горизонт «бориславського пісковика» з карбонатними нафтонасиченими стяжіннями. На кременистому горизонті (при розмитій товщі менілітових сланців) трансгресивно залягають конгломерати слобідської світи, які догори за розрізом переходять в ритмічне чергування насичених сіллю глин і «жупних» пісковиків. Після тектонічного розриву, що характеризується зоною дроблення зцементованої дрібними скаленоедрами кальциту, залягає товща конгломератів (500 м) слобідської світи.

Інтервал геологічного перетину від товщі перших конгломератів до низів других насичений галітом за відсутніх формаційних ознаках галогенезу. В перехідній пачці від слобідських конгломератів до відкладів добротівської світи зафіксовані верстви гравелітів з розкристалізованим кальцитовим цементом, який збагачений вуглеводнями. Важливою особливістю цього геологічного перетину є зона проникнення на поверхню горючого газу через глинисті відклади червоноколірної товщі стебницької світи.

При морфотектонічному аналізі корінних відкладів (заплави рік Прут, Лючка, Пістинька, Рибниця) простежуються дві важливі тенденції: проникнення солей в породи менілітової і стебницької світ від поверхні насуву на соленосні відклади та від безпосереднього тектонічного контакту соленосних відкладів із зонами суцільної епігенетичної загіпсованості порід. В таких ділянках часто фіксуються поверхневі газові аномалії, а по зонах тріщинуватості спостерігається швидкий (10–15 см за тиждень) ріст волокнистого гіпсу [110, 111] з ознаками присутності вуглеводнів.

Структурно-літологічний контроль метасоматичних перетворень визначався умовами інфільтраційного і елізійного режиму підземних вод, міграційно-еміграційними особливостями солей і вуглеводнів та їх фракціонуванням під час процесу мінералоутворення. Останнє до певної міри пояснює наявність покладів легкої нафти в оклицях сіл Лисовичі і Підливче в зв'язку з її міграцією через вулканогенно-осадові відклади стебницької світи, збагачені природними молекулярними фільтрами – монтморилонітом і цеолітами.

#### 6.4. Висновки до розділу 6

1. Доведено, що в ранньостебницький час на північному заході існувало крупне підняття з різкоамплітудним рельєфом та густою гідросіткою. Під впливом засушливих і дощових періодів, що часто чергувалися, підняття до початку пізньостебницького часу пенепленизувалось. Область осадконагромадження в південно-східному напрямку представляла собою мілководний басейн, в якому нагромаджувались річкові алювіальні товщі.

2. Встановлено, що в ранньостебницький час вміст барію в верх по розрізу товщі стрімко знижується, у той же час відбувається збільшення вмісту стронцію, який представлений у мінеральній формі стронціаніту в підсоленосній частині розрізу стебницької світи, що свідчить про зміну кліматичного та геохімічного середовища. Загалом, кліматичні умови були ( $\text{pH} \geq 8$ ,) аридними.

3. Встановлені та досліджені динамічні деформації, спричинені живими організмами в осадах седиментогенного і ранньодіагенетичного періодів відкладів стебницької світи дозволили реконструювати як середовище осадо нагромадження, так і геохімічне середовище в ранньоміоценовий час.

4. За відбитками парнокопитних автором встановлено, що відклади стебницької світи нижнього міоцену формувалися на широкому просторі прибережної смуги басейну седиментації в зоні аридного клімату, з достатньою пластичністю підстелюючих верств порід після недавнього седиментогенезу.

5. На прикладі літифікованих динамічних деформацій літологічного і геохімічного середовища мінералоутворення зроблено спробу привідкрити важливі геологічні процеси в постседиментогенний період формування нижньостебницьких нашарувань в Центральному Паратетисі.

6. Встановлено, що відклади підсольової вулканогенно-осадової частини розрізу характеризуються значним розвитком процесів монтморилонізації та цеолітоутворення. Процес міграції солей відбувався від розвальцьованих порід соленосної стебницької світи і, переважно, пов'язаний з капілярним ефектом, а

структурно-формаційний контроль метасоматичних заміщень зумовлений геохімічним середовищем гідродинамічного режиму.

7. Аналіз та інтерпретація одержаних мінералого-геохімічних даних свідчить, що структурно-літологічний контроль метасоматичних перетворень поверхневих сольових і вуглеводневих проявів визначався умовами інфільтраційного і елізійного режиму підземних вод, міграційно-еміграційними особливостями вуглеводнів та їх фракціонуванням в процесі мінералоутворення, що, зокрема, пояснює наявність покладів легкої нафти в районі сіл Лисовичі та Підливче у результаті її міграції через вулканогенно-осадові відклади стебницької світи, збагачені природними молекулярними фільтрами – монтморилонітом і цеолітами.

Результати досліджень даного розділу наведено в публікаціях автора: [74, 77, 78, 81, 82, 83, 84, 85, 107, 108, 109].

## ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

Основні результати дисертаційного дослідження полягають у наступному:

1. Уперше для відкладів стебницької світи Передкарпатського прогину, які представлені двома літолого-фаціальними комплексами: вирвинським і надвірнянським, встановлені геохімічні параметри середовища осадонагромадження згідно з замірами показників рН і Eh для проб з характерною мінералізацією. Досліджено, що стебницькі нашарування характеризуються контрастним середовищем літогенезу та стрімкою фаціальною мінливістю в межах близьких розрізів, а їх геохімічні параметри коливаються в діапазоні: рН 7,25–8,2 і Eh 140–240  $\mu\text{V}$ .

2. Встановлено для надвірнянського літолого-фаціального комплексу 24 стратиграфічних рівні рудної мінералізації та окремий 25-й стратиграфічний рівень виділено на підставі встановленого регіонального поширення горизонту монтморилонітових глин, які можуть служити ідеальним стратиграфічним корелятивом. У верхній частині комплексу встановлено поступовий перехід в незначному за потужністю інтервалі, який проявляється у контрастній зміні строкотоколірного забарвлення нищезалягаючої стебницької світи на голубовато-сіре, де з'являються ознаки загіпсованості, соленості і фіксується стрімка зміна геохімічного середовища та формування геохімічного бар'єру.

3. Дослідження мінералів стебницької світи нижнього міоцену дозволили виокремити серед них алотигенні та аутигенні, та прослідкувати вплив на них геохімічного середовища впродовж седиментогенезу, діагенезу, епігенезу та гіпергенну. Серед аутигенних мінералів, найпоширенішими є діагенетичні та епігенетичні мінерали, які приурочені до мідної мінералізації, що встановлена в пісковиках і чорних сланцюватих глинах. Утворення рудних мінералів по вертикалі, як правило, характеризується таким рядом: пірит – халькопірит – борніт – сфалерит – халькозин – в'юрцит (грінокіт) – марказит. Встановлено, що малахітова мінералізація, яка розвинена по денній поверхні пісковиків і перетинаючих їх тектонічних тріщин, виконує роль підстеляючого екрану, який

проявляється наявністю густої вкрапленості мінералів міді і поступовою зміною мінерального складу над екраном: халькопірит – борніт – халькозин.

4. Досліджені динамічні деформації, викликані живими організмами в осадах седиментогенного і ранньодіагенетичного періодів відкладів стебницької світи, які дозволили реконструювати як середовище осадо нагромадження, так і геохімічне середовище в ранньоміоценовий час. Встановлено, що відклади стебницької світи формувалися на широкому просторі прибережної смуги басейну седиментації в зоні аридного клімату ( $pH \geq 8$ ), з достатньою пластичністю підстелюючих верств порід після недавнього седиментогенезу.

5. Встановлено, що відклади підсольової вулканогенно-осадової частини стебницької світи характеризуються значним розвитком процесів монтморилонізації та цеолітоутворення. Процес міграції солей відбувався від розвальцьованих порід соленосної стебницької світи і, переважно, пов'язаний з капілярним ефектом, а структурно-формаційний контроль метасоматичних заміщень зумовлений геохімічним середовищем гідродинамічного режиму.

Аналіз та інтерпретація одержаних мінералого-геохімічних даних свідчить, що структурно-літологічний контроль метасоматичних перетворень поверхневих сольових і вуглеводневих проявів визначався умовами інфільтраційного і елізійного режиму підземних вод, міграційно-еміграційними особливостями вуглеводнів та їх фракціонуванням в процесі мінералоутворення, що, зокрема, пояснює наявність покладів легкої нафти в районі сіл Лисовичі та Підливче у результаті її міграції через вулканогенно-осадові відклади стебницької світи, збагачені природними молекулярними фільтрами – монтморилонітом і цеолітами.



**СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ**

1. Ажгирей, Г. Д., Кропачев, С. М. (1984). Тектоническая субдукция (Карпаты, Балканы. Динариды). В кн.: *Геология Советских Карпат*. Київ: Наукова думка. – С. 3–11.
2. Андреева-Григорович, А. С., Ахметьев, М. А., Бугрова, Э. М., Запорожец, Н. И., Копп, М. Л., Лопатин, А. В., Попов, С. В., Сычевская, Е. К., Щерба, И. Г. (2009) *Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний еоцен-ранний миоцен*. Москва: Научный мир. – 194 с.
3. Басков, Е. А. (1976). *Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях*. Ленинград: Недра. – 199 с.
4. Білоніжка, П. М. (2009). Гідрослюди в осадових породах Карпатського регіону. *Мінералогічний збірник*, 59 (2). – С. 24–41.
5. Бобровник, Д. П. (1950). Пепловый туф из окрестностей с. Буневичи, Дрогобычской области. *ДАН СССР*, 72 (5). – С. 945–948.
6. Бобровник, Д. П. (1951). Молодятинская отбеливающая глина. *ДАН СССР*, 80 (6). – С. 933–936.
7. Богданов, А. А. (1949). Основные черты тектоники Восточных Карпат. *Советская геология*, 40. – С. 9–22.
8. Бубняк, І. М. (2006). Тектоніка зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат. *Київ: Автореф. дис... канд. геол. наук. ІГФ*. – 20 с.
9. Бубняк, І., Бубняк, А., Кілін, І., Попп, І. (2001). Структурно-седиментологічні дослідження добротівських відкладів Передкарпатського прогину (район Надвірної). *Праці НТШ. Геологічний збірник, вип.* – С. 84–93.
10. Буров, В. С. (1966). Некоторые вопросы стратиграфии моласс Предкарпатского прогиба. *Геол. сб. Львов. геол. о-ва. № 10*. – С. 33–39.
11. Буров, В. С., Глушко, В. В., Пишванова, Л. С. (1971). Неогеновые отложения Предкарпатья. *Тр. УкрНИГРИ, вып. 25*. – С. 42–54.



12. Ващенко, В. О., Гнилко, О. М. (2003). Про стратиграфію та седиментологічні особливості неогенових молас Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів Українського Передкарпаття. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1. – С. 87–101.

13. Ващенко, В. О., Євтушко, Г. Л., Британ, А. Й. (2003). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Карпатська серія М-35-XXXII (Чернівці), L-35-II (Кимпулунг–Молдовенеск). Пояснювальна записка*. Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна геологічна служба, Національна акціонерна компанія “Надра України”, Дочірнє підприємство “Західукргеологія”. – 88 с.

14. Власов, В. С., Волкова, С. А., Вяхирев, Н. П. Дьяконов, Ю. С., Каменцев, И. Е., Котельникова, Е. Н., Кринари, Г. А., Рождественская, И. В., Сахаров, Б. А., Семенова, Т. Ф., Сметанникова, О. Г., Франк-Каменецкий, В. А. (1983). *Рентгенография основных типов породобразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты)*. Ленинград: Недра. – 359 с.

15. Вульчин, Е. И., Кульчицкий, Я. О. (1959). О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. *Тр. Укр НИГРИ. М.: Недра, вып.* – С. 97–107.

16. Вылцан, И. А. (1967). К вопросу соотношения ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях. *Геология и геофизика*, 11. – С. 38–46.

17. Вялов, О. С. (1953). Общее структурное подразделение Западных областей УССР. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 5. – С. 119–123.

18. Вялов, О. С. (1958). Ознаки вулканічної діяльності у флішових та моласових товщах північного схилу Карпат та Передкарпаття. *В зб.: Питання геології, вип. 9.* – С. 5–19.

19. Вялов, О. С. (1965). *Стратиграфия неогеновых молас Предкарпатского прогиба*. Киев: Наукова думка. – 192 с.

20. Вялов, О. С. (1966). *Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение*. Київ: Наукова Думка. – 219 с.

21. Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В. (1981). *История геологического развития Украинских Карпат*. Киев: Наук. думка. – 180 с.
22. Гаррелс, Р. М., Крайст, Ч. Л. (1968). *Растворы, минералы и равновесия*. Москва: Мир. – 368 с.
23. Глушко, В. В. (1956). Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. *Тр. ВНИИГ, вып.3.* – С. 185–194.
24. Глушко, В. В., Кульчицкий, Я. О. (1995). Проблемні питання Карпатського регіону. *В кн.: Проблеми геологічної науки в Україні*. Львів: Видав. Льв. Ун-ту. – С. 23–27.
25. Глушко, В. В., Лозыняк, П. Ю., Петрашкевич М. И. (1981, September). Новые представления об основных чертах строения Предкарпатского прогиба. *Abstracts, The 12 Congress. 8-13, , Bucharest, Romania.* – С. 177–178.
26. Гнилко, О. М. (2011). Про зсувну зону в західній частині Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин, 3–4 (154–155).* – С. 25–33.
27. Гнилко, О. М. (2011). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка, 1(10).* – С. 47–57.
28. Гнилко, О. М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка, 1.* – С. 67–78.
29. Гнилко, О. М. (2016). Геологічна будова та еволюція Українських Карпат. *Автореф. дис. ... д-ра геол. наук.* Львів: Львів. нац. ун-т ім. Івана Франка. – 17 с.
30. Гнилко, О. М., Ващенко, В. О. (2003). Новий погляд на геологічну будову Бориславсько-Покутського та Самбірського покривів Українського Прикарпаття. *Геологія і геохімія горюч. копалин, 2.* – С. 63–75.
31. Гожик, П., Семененко, В., Андреева-Григорович, А., Маслун, Н. (2013). Кореляція регіоярусів неогену Центрального і Східного Паратетису (України, Росії, Азербайжану, Грузії). *Геолог України, 2.* – С. 36–60.

32. Гулій, В., Лепігов Г. (2010). Проблеми практичного застосування теорії абіогенного генезису вуглеводнів. *Вісн. Львів. Ун-ту, сер. Геол., 24.* – С. 152–159.
33. Гуржий, Д. В. (1966). *Литология моласс Предкарпатья.* Київ: Наук. думка. – 202 с.
34. Денисова, Т. А. (1970). *Текстурные особенности пород и условия образования добротовской свиты нижнего миоцена Предкарпатья.* Владивосток: Наука. – 135 с.
35. Дзюба, І. С. (1993). Еволюція процесу глинистого осадконаопичення у міоцені Передкарпатського прогину. *Автореф. дис. канд. геол.-мінер. наук.* Київ. – 19 с.
36. Жижченко, Б. П. (1974). *Методы палеографических исследований в нефте-газоносных областях.* Москва: Недра. – 376 с.
37. Карпова, Г. В. (1972). *Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях.* Москва: Недра. – 174 с.
38. Клубова, Т. Т. (1973). *Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти.* Москва: Недра. – 256 с.
39. Колодій, В. В., Бойко, Г. Ю., Бойчевська, Л. Е. (2004). *Карпатська нафтогазоносна провінція.* Львів–Київ: ТОВ "Український Видавничий центр". – 325 с.
40. Колтун, В. І. (1958). Глинисті мінерали стебницької серії Передкарпатського прогину. *В кн.: Деякі питання геології західних областей УРСР.* Вид. АН УРСР. – 182 с.
41. Колтун, В. І. (1958). Об окраске глин стебницкой серии Предкарпатского прогиба. *В Кн.: Исследование и использование глин.* Львов: Изд. Львов. Ун-та. – 213 с.
42. Колтун, В. І. (1958). Про карбонатні стяжіння з міоценових відкладів Передкарпаття. *Геол. Журн. АН УРСР, XVIII (4).* – С. 91–97.
43. Колтун, В. І. (1959). *Літологія стебницьких відкладів північно-західної частини Радянського Передкарпаття.* Київ: Вид. АН УРСР. – 128 с.

44. Кореневский, С. М. (1952). Некоторые замечания о предкарпатском миоцене в связи со статьями Ф.С. Путри и А.Е. Михайлова. *Бюлл. МОИП, отд. Геол., т. XXVII(4)*. – С. 82–95.
45. Кореневский, С. М. (1953). Геологические условия формирования неогеновых соляных залежей предгорий Карпат. *ДАН СССР, 88 (6)*. – С. 1039–1042.
46. Кореневский, С. М. (1954). Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья. *Тр. ВНИИГ, 29*. – С. 176–196.
47. Кореневский, С. М. (1956). Условия формирования соленосных отложений и калийных залежей в междуречье Стрия и Быстрицы-Надворнянской. В сб.: *Вопросы минералогии осадочных образований, Кн.3-я и 4-я.* Львов: Изд. Львов. Ун-та. – С. 241–251.
48. Кореневский, С. М. (1958). Основные черты соляной тектоники предгорий Карпат. *Геол. сб. Львов. геол. общ., 5–6*. – С. 42–63.
49. Кореневский, С. М. (1973). *Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций.* Москва: Недра. – 300 с.
50. Кореневский, С. М., Захарова, В. М., Шемахов, В. А. (1977). *Миоценовые галогенные формации предгорий Карпат.* Ленинград: Недра. – 426 с.
51. Костюк, В. П. (1961). *Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат.* Киев: Вид.АН УРСР. – 157 с.
52. Круглов, С. С. (1999). В защиту Предкарпатского прогиба. *Геодинамика, 1 (2)*. – С. 88–92.
53. Круглов, С. С., Арсірій, Ю. О., Великанов, В. Я. та ін. (2007). *Тектонічна карта України. Пояснювальна записка. Частина 1.* Київ: УкрДГРІ. – 96 с.
54. Крупський, Ю. З. (2001). *Геодинамічні умови формування нафтоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України.* Київ., Укр ІНДІ. – 144 с.

55. Кудрин, Л. Н. (1957). О сопоставлении миоценовых отложений Предкарпатья и Центрального Предкавказья. *Доповіді та повідомлення Львівського університету, вип. 7, ч.3.* – С. 45–52.
56. Кудрин, Л. Н. (1959). Фации и формации миоценовых отложений Западной Украины. *Узбекский геол. Журн., №3.* – С. 24–31.
57. Куковський, Е. Г. (1973). *Превращения слоистых силикатов.* Киев: Наукова думка. – 100 с.
58. Кульчицкий, Я. О. (1977). Основные черты тектоники. В кн.: *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат, ч. II.* Львов: Изд. Львов. ун-та. – С. 128–133.
59. Ладыженский, Н. Р. (1955). *Геология и нефтегазоносность Советского Предкарпатья.* Киев.: Изд. АН УССР. – 383 с.
60. Ладыженский, Н. Р., Антипов, В. И. (1961). *Геологическое строение и газоносность Советского Предкарпатья.* Москва: Гостоптехиздат. – 189 с.
61. Лазаренко, Є. К., Габінет, М. П., Сливко, О. П. (1962). *Мінералогія осадових утворень Прикарпаття.* Львів: Вид-во Львів. ун-ту. – 481 с.
62. Лазаренко, Є. К., Сребродольський, Б. І. (1969). *Мінералогія Поділля.* Львів: Видав. Льв. Ун-ту. – 346 с.
63. Лазько, Е. М., Резвой, Д. П. (1962). О тектонической природе зоны Карпатских утесов. *Вісник Львів. ун-ту, серія геологічна, вип. 1.* – С. 62–65.
64. Лозиняк, П. Ю. (1996). Нові погляди на будову Передкарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин, 3–4 (96–97).* – С. 80–90.
65. Лукашев, К. И., Лукашев, В. К. (1975). Геохимические продукты органического вещества осадочных пород и биолитов. В кн.: *Геохимия зоны гипергенеза.* – С. 296–320.
66. Малеев, Е. Ф. (1972). Новые данные о проявлении вулканизма в Украинском Предкарпатье. *ДАН СССР, 207(6).* – С. 1420–1424.
67. Маринич О. М. (Ред.) (1990). *Географічна енциклопедія України Т.2.* Київ.: УРЕ ім. М.П.Бажана. – 480 с.

68. Матковский, О. И. (1971). *Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты)*. Львов, Издат. Льв. Ун-та. – 210 с.
69. Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Гнилко, О. М. (2009). *Державна геологічна карта України. Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень 1 : 200 000; арк. М 35 XXXI (Надвірна), L 35 I (Вишеу-Де-Сус)*. Київ: УкрДГРІ. – 190 с.
70. Мерліч, В. В., Спітковська, С. М. (1958). Схема розвитку третинного вулканізму Радянських Карпат. *В зб.: Питання геології, 9.* – С. 30–49.
71. *Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин* (1957). Викулова М. Ф. (Ред.). Москва: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 448 с.
72. Муратов, М. В. (1947). Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. *БМОИП, отд. геол., т. XXII (2)*. – С. 15–24.
73. Перельман А. И. (1972). *Геохимия элементов в зоне гипергенеза*. Москва: Недра. – 288 с.
74. Петруняк, М. Д., Череміська, О. М., Череміський, Ю. В. (2012). Динамічний вплив живих організмів на седиментогенні утворення та геохімічне середовище мінералоутворення. *В: Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції*. Київ. – С. 74
75. Петруняк, М. Д., Череміська О. М. (2013). Аутигенні мінерали осадового циклу на Прикарпатті, зональний розподіл та стадійність їх формування. *В: Зб. наукових праць «Сучасні проблеми геології»*. Київ. – С. 276–280.
76. Петруняк, Г. М. (2016). Углеродородно-минеральный метасоматоз Украинских Карпат. *Вопросы естествознания, Иркутск, 1(9)*. – С. 59–69.
77. Петруняк, Г. М., Черемисская О. М., Черемисский, Ю. В., Петруняк М. Д. (2015). О наппизме, солёности и углеводородах Береговой скибы Карпат в районе Делятина. *В: Сб. материалов конф.* Тула. – С. 203–212.

78. Петруняк, Г. М., Череміська, О. М., Череміський, Ю. В. (2014). Вуглеводневий метасоматоз геогенерацій у зв'язку з геодинамічними процесами в Карпатській нафтогазоносній провінції. *В: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції*. Київ. – С. 65.
79. Петруняк, М. Д. (1977). Пространственная локализация медистых песчаников в Прикарпатье. *В кн: Минералогия осадочных образований, вып. 4.* – С. 32–35.
80. Петруняк, М. Д. (2009). Мінерали міді й мангану в осадових породах Карпатського регіону. *Мін. зб., 59(2).* – С. 134–142.
81. Петруняк, М. Д., Череміська, О. М., Петруняк, Г. М., Череміський, Ю. В. (2016). Текстури поверхонь наверствувань в осадовій товщі неогену Передкарпатського прогину. *Вісник Дніпропетровського Університету, 24(2).* – С. 98–105.
82. Петруняк, М. Д., Череміська, О. М., Петруняк, Г. М., Череміський, Ю. В. (2016). Палеоіхнологічні відбитки неогенового комплексу Передкарпатського прогину. *В: Збірник матеріалів міжнародної науково-практичної конференції «Сучасні технології та особливості видобутку, обробки і використання природного каміння»*. Київ. – С. 21–25.
83. Петруняк, М. Д., Череміська, О. М., Череміський, Ю. В. (2012). Механічний вплив живих організмів на седиментогенні утворення та геохімічне середовище мінералоутворення. *В: Зб. Наукових праць ІГН НАН України, вип.5.* – С. 145–148.
84. Петруняк, О. М., Яремчук, Я. В., Жукова, С. А. (2011). До мінералогії глин стебницьких відкладів південно-східної частини Карпатської нафтогазоносної провінції. *Геологія геохімія горючих копалин, 1–2.* – С. 138.
85. Петруняк, О. М., Яремчук, Я. В. (2012). Особливості мінерального складу міоценових глин стебницької світи Українських Карпат. *Мін. Зб, 62(1).* – С. 209–214.
86. Путря, Ф. С. (1950). К стратиграфии миоценовых отложений Восточных Карпат. *Бюл. МОИП, отд. геол., XXV(5).* – С. 77–95.

87. Рипун, М. Б., Ткачук, Л. Г. (1958). Про деякі аутигенні мінералоутворення в нафтових відкладах Передкарпаття. *Геологічн. Журнал, XVIII (4)*. – С. 33–37.
88. Семенов Н. П., Ершов В. А., Жуков М. М. и др. (Ред.). *Геология СССР. т. XLVIII Карпаты. Часть I Геологическое описание* (1966). Москва: Недра. – 540 с.
89. Сеньковський, Ю., Григорчук, К., Гнідець, В., Колтун, Ю. (2004). *Геологічна палеоокеанографія океану Тетис*. Київ: Наукова думка. – 171 с.
90. Ситник, К. М., Топачевський, В. О. (Ред.) (1986). *Біологічний словник*. 2-е вид. Київ: Головна редакція УРЕ. – 680 с.
91. Славин, В. И. (1947). К вопросу о стратиграфии и тектонике Карпатского передового прогиба. *Сов. геология, 23*. – С. 25–32.
92. Соколов, В. С., Горбачевская, В. И. (1951). Эгирин в туффите из третичных отложений Предкарпатья. *Мин. Сб., 5*. – С. 159–166.
93. Стащук, М. Ф., Кропачева, С. К. (1971). Метасоматоз сульфидов железа по гипсу. В кн.: *Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд*. Киев: Наукова думка. – С. 21–31.
94. Страхов, Н. М. (1963). *Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли*. Москва: Госгеолтехиздат. – 535 с.
95. Субботин, С. И. (1955). *Глубинное строение Советских Карпат*. К., Изд. АН УССР. – 260 с.
96. Ткаченко, О. Ф., Пишванова, Л. С., Шварева, Н. Я. (1967). Находка следов птиц и хищника в слоях «Гука» на р. Рыбнице в Предкарпатье. *Бюлл. МОИП, XLII(4)*. – С. 125–128.
97. Ткаченко, О. Ф. (1959). Вулканические туфы из нижнемиоценовых отложений Предкарпатья. *Тр. УкрНИГРИ, вып. 1*. – С. 54–62.
98. Ткаченко, О. Ф. (1961). Литолого-минералогическая характеристика отложений нижнего миоцена Предкарпатья. *Автореферат канд. дис. Львов*. – 19 с.



99. Ткаченко, О. Ф. (1962). До питання про стратиграфічне положення добротівської світи міоцену Передкарпаття (на підставі вивчення літолого-мінералогічного складу). *Геолог. журн. АН УРСР*, 22 (3). – С. 89–94.
100. Ткачук Л.Г. (Ред.) *Пирокластические породы Украины* (1977). Київ: Наук. Думка. – 215 с.
101. Ушаков, С. А., Ясаманов, Н. А. (1984). *Дрейф материков и климаты Земли*. Москва: Мысль. – 206 с.
102. Федущак, М. Ю. (1962). Палеогеографія та історія розвитку Передкарпатського прогину протягом нижнього міоцену. В: *Матеріали з геології та геохімії кор. коп. України*. Київ: Вид. АН УРСР. – С. 12–18.
103. Федущак, М. Ю. (1962). *Умови утворення екзотичних конгломератів воротищенської серії Передкарпаття*. Київ: Вид-во АН УРСР. – 112 с.
104. Фивег, М. П. (1974). Вулканизм и соленакопление. В: *Геология и полезные ископаемые соленосных толщ*. Киев: Наук. Думка. – С. 47–52.
105. Хрущов, Д. П. (1980). *Литология и геохимия галогенных формаций Предкарпатского прогиба*. Киев: Наук.думка. – 312 с.
106. Хрущов, Д. П., Компанець, Г. С. (1988). *Литология галогенных и красноцветных формаций Предкарпатья*. Киев: Наукова думка. – 196 с.
107. Черемисская, О. М., Черемисский, Ю. В. (2013). Геолого-структурные и палеогеографические аспекты формирования отложений стебникской свиты Предкарпатского прогиба В: *Материалы VII Всероссийского литологического совещания*. Новосибирск: ИНГГ СО РАН. – С. 251–254.
108. Черемісска, О. М., Череміський, Ю. В., Петруняк, Г. М., Петруняк, М. Д. (2019). Структурно-літологічний контроль метасоматозу, поверхневих сольових і вуглеводневих проявів в Скибових Карпатах та Передкарпатському прогині. *Wschodnioeuropejskie Czasopismo Naukowe (East European Scientific Journal)*, 5(45). – С. 4–9.
109. Черемісска, О. М. (2012, жовтень). Геолого-палеоокеанографічні аспекти формування відкладів стебницької світи карпатського сегменту Паратетису. В: *Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції «Сучасні*

*проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій*. Київ. – С. 112.

110. Черемісський, Ю. В. (2012). Процеси новітнього мінералоутворення як індикатор неотектонічної активності. *Мін. Зб.* 62 (2). – С. 290–293.

111. Черемісський, Ю. В. (2013). Тектоніка конседиментогенезу Передкарпатського прогину Центрального Паратетису. *Геодинаміка*, 1 (14). – С. 98–100.

112. Шакин В. А. (Ред.) (1977). *Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1 : 200 000*. Киев: Мингео УССР. – 6 л.

113. Шакин, В., Буров, В., Вялов, О., Глушко, В., Круглов, С., Петрашкевич, М., Темнюк, М. (1976). *Геологическая карта Украинских Карпат і прилегаючих прогибов*. Киев: Киевгеология. – 6 л.

114. Шуменко, С. И., Деменко, Д. П. (1981). К вопросу о цеолитизации пирокластического материала. *В: Литология и полезные ископаемые, вып. 2*. – С. 153–155.

115. Adler, H. (1964). The conceptual uranium ore roll and its significance in uranium exploration. *Economic Geology*, 59. – P. 46–53.

116. Andreyeva-Grigorovich, A., Kulchytsky, Ya, Gruzman, A., Lozynyak, P., Petrashkevich, M., Portnyagina, L., Ivanina, A., Smirnov, S., Trofimovich, N., Savitskaya, N., Shvareva, N., (1997). Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the Central Paratethys in the Ukraine. *Geologica Carpathica*, 48(2). – P. 123–136.

117. Bujalski, B. (1930). Budova geologiczna przedgórze Karpat Wchodnich między Łukwią a Rybnicą. *Spr. P.I.G, Warszawa, t.VI, z.2*. – P. 1118–1136.

118. Cizancourt, H. (1925). O budowie przedmurza polskich Karpat Wschodnich. *Stacja Geol. Boryslaw, biul.12*. – P. 175–187.

119. Czarnocki, J. (1933). Stratygrafia mioceny w podwschodnye czesci przedgorza Karpat miedzy Prutem i Kosowem oraz umagi ogolne o pretortonie na brzegu Karpat Wschodnich, *Pos. Nauk. Panstw. Instyt.geolog.nr. 36*. – P. 1–41.

120. Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (eds) (2000). *Atlas Peri-Tethys*

*paleogeographical maps*. Paris CCGM/CGMW. – 24 maps.

121. Franklyn B. van Houten (1964 ). Origin of red beds—unsolved problems, in Nairn, A.E.M., ed., *Problems of Paleoclimatology: London, Interscience Publishers*. – P. 647–659.

122. Geological map of Western Carpathians and adjacent areas. 1 : 200 000 (2000). J. Lexa, V. Bezak, M. Elecko, J. Mello, M. Potfaj, J. Vozar (Eds.). *Bratislava*.

123. Golonka, J. (2000). *Cambrian-neogen: plate tectonic maps. Wyd 1*. Kraków: Wydawn. Uniwersytetu Jagiellońskiego. – 125 p.

124. Golonka, J., Oszczytko, N., Słaczka, A. (2000). Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum - Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70. – P. 107–136.

125. Jablonski, E. (1923). Geologia Przedgorza Karpat, między Dobromilem a Stryjem. *Stacja Geolog.w Borislawiu. Biul.2. (Geolog. Konferencja Karpacka*. – P. 23–37.

126. Kamiński, M. (1936). O tufach wulkanicznych przedgorza Karpat. *Arch. Mineral. Tow. Nauk. Warsz.*, 12. – P. 16–51.

127. Kuzniar, Cz. (1930). Budowa złóż soli potasowych w nieski kaluskiej. *Pos. Nauk. PIG, nr.25*. – 310 p.

128. Kuzniar, Cz. (1931). *Budowa geologiczna słoza potasowych w Stebniku* Krakow: Pol-Ak. Umiejtn. Spr. 36. – P. 85–98.

129. Ney, R. (1968). *Rola rygla Krakowskiego w geologii zapadliska Przedkarpatskiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu*. Warszawa. Wydawnictwo geologiczne. – 85 p.

130. Nowak, J. (1927). *Zarys tektoniki Polski, II. Zjazd Słowiańskich geogr.i etnogr.w Polsce*. – 161 p.

131. Oszczytko, N. (2006). Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54(5). – P. 396–403.

132. Oszczytko, N., Uchman A., Malata E. (Red.). *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego* (2006). Kraków: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. – 199 p.

133. Oszczytko, N., Uchman, A., Bubniak, I. (2012). Foreland provenance of thick

conglomerates in the early stage of the Carpathian Foredeep development: the case of the Sloboda Conglomerate (Lower Miocene), western Ukraine. *Geological Quarterly*, 56(4). – P. 393–408.

134. Oszczypko, N., Uchman, A., Bubniak, I. (2014). The Dobrotiv Formation (Miocene) in the Boryslav-Pokuttya and Sambir nappes of the Ukrainian Carpathians: a record of sedimentary environmental change in the development of the Carpathian Foredeep Basin. *Geological Quarterly*, 58( 3). – P. 393–408.

135. Paul, K., Tietze, E. (1977). Studien in der Sandsteinzone der Karpaten. *Dahrb. der K.K. Geol. Reichsanst. Wien, Dand. XXVII, I Heft*. – P. 842–858.

136. Świdorski, B. (1930). Tektoniczny stosunek polskich Karpat wschodnich do ich przedgórze. *Rocznik Polsk. Tow. Geolog., t.VI*. – P. 314–371.

137. Teisseyre, H. (1937). *Budowa geologiczna antykliny słobódzkiej w okolicy Czarnego Potoka*. Lwów: Komunikaty S.A. „Pionier”. – 275 p.

138. Tokarski, J. (1931). Sprawozdanie z badań petrograficzne-geologicznych na obszarze Karpat Krystalicznych w dorzeczu gornego Cyuermosza. Warszawa: *Pos. Nauk. PIG, nr.30*. – P. 237–249.

139. Tołwiński, K. (1927). Z geologii południowej strefy przedgórze polskich Karpat Wchodnich. Warszawa: *Spr. P.I.G, IV(1–2)*. – P. 1045–1059.

140. Van Houten, F.B. (1964). Origin of red beds-unsolved problems. London: Problems of Paleoclimatology. Interscience Publishers. – P. 647–661.

141. Windakiewicz, E. (1939). Występowanie soli w Polsce. *Życie techniczne, Lwów. Rok XV, zeszyt 1–2*. – P. 41–50.

142. Yoshida, H., Metcalfe, R., Yamamoto, K., Murakami, Y., Hoshii, D., Kanekiyo, A., Naganuma, T., Hayashi, T. (2008). Redox front formation in an uplifting sedimentary rock sequence: An analogue for redox-controlling processes in the geosphere around deep geological repositories for radioactive waste. *Applied Geochemistry*, 23. – P. 2364–2381.

143. Zuber, R. (1883). *Studia geologiczne we Wschodnich Karpatach Cz.II*. Lwów: Kosmos. – 36 p.

## ДОДАТОК

## ПЕРЕЛІК ПРАЦЬ, ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

*Статті у наукових фахових виданнях*

1. **Петруняк О. М.**, Яремчук Я.В. Особливості мінерального складу міоценових глин стебницької світи Українських Карпат // Мін. Зб., вип. 1, №62, 2012. – С. 209–214. *(Охарактеризовано мінеральний склад глинистих відкладів стебницької світи нижнього міоцену).*
2. Петруняк М.Д., Череміський Ю.В., **Череміська О.М.** Механічний вплив живих організмів на седиментогенні утворення та геохімічне середовище мінералоутворення // Зб. наукових праць ІГН НАН України, вип.5, 2012. – С. 145–148. *(Написана частина статті, що стосується міоценових відкладів, охарактеризовано особливості порід та геохімічне середовище мінералоутворення).*
3. Петруняк М. Д., Петруняк Г. М., **Череміська О.М.**, Череміський Ю. В. Текстури поверхонь наверстувань в осадовій товщі неогену Передкарпатського прогину // Вісник Дніпропетровського Університету, вип. 24, №2, 2016. – С. 98–105. *(Систематизовано знахідки атмогліфів та інших текстурна поверхнях наверстувань міоценових відкладів в межах Передкарпатського прогину).*
4. **Cheremisska O.M.**, Yu. Cheremissky Lithofacial and paleogeographic analysis of the Burdigallian-Langhian formations of the Ukrainian Carpathian Foredeep // Journal of Geology, Geography and Geocology, v. 20, №1, 2019. – С. 19-28. *(Охарактеризовані літолого-фаціальні та палеоокеанографічні особливості міоценових теригенних відкладів Передкарпатського прогину та зроблено висновок про умови їх утворення).*
5. **Череміська О.М.**, Череміський Ю.В., Петруняк Г.М., Петруняк М.Д. Структурно-літологічний контроль метасоматозу, поверхневих сольових і вуглеводневих проявів в Скибових Карпатах та Передкарпатському прогині // Wschodnioeuropejskie Czasopismo Naukowe (East European Scientific

Journal), v. 45, №5, 2019. – С. 4–9. (На основі спільних аналітичних досліджень проведено моделювання процесу перерозподілу мінеральної речовини та метасоматичного заміщення в породах міоценового комплексу).

### *Тези доповідей*

1. **Петруняк О.М.** Відбілюючі глини Прикарпаття. У: Матеріали Всеукраїнської студентської наукової конференції – Дніпропетровськ-Кривий Ріг, 2009. – С. 5–7.
2. **Петруняк О.М.** До літології глин стебницьких відкладів міоцену Покутсько-Буковинської зони Передкарпатського прогину (басейн верхньої течії р. Прут). У: Київський національний університет ім. Т.Шевченка. Геологічний факультет, Київ, 2010. – С. 18–19.
3. **Петруняк О. М., Яремчук Я.В., Жукова С.А.** До мінералогії глин стебницької світи південно-східної частини Карпатської нафтогазоносної провінції. У: Геологія і геохімія горючих копалин, №1-2, 2011. – С.138.
4. **Череміська О.М.** Геолого-палеоокеанографічні аспекти формування відкладів стебницької світи Карпатського сегменту Паратетису. У: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції, Україна, Київ, 2012. – С. 112.
5. Петруняк М.Д., Череміський Ю.В., **Череміська О.М.** Динамічний вплив живих організмів на седиментогенні утворення та геохімічне середовище мінералоутворення. У: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції, Київ, 2012. – С. 74.
6. Петруняк М.Д., **Череміська О.М.** Аутигенні мінерали осадового циклу в Передкарпатті, їх зональний розподіл та стадійність їх формування. У: Зб. наукових праць, Київ, 2013. – С. 276–280.
7. **Черемисская О.М., Черемисский Ю.В.** Геолого-структурные и палеогеографические аспекты формирования отложений стебникской свиты Предкарпатского прогиба. У: Материалы VII Всероссийского

- литологического совещания, Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2013. – С. 251–254.
8. **Черемісська О.М.** Літологічне розчленування стебницьких наверствувачів нижнього міоцену Передкарпатського прогину. У: Львів, ІГГК НАНУ, 2013. – С. 45–47.
  9. Петруняк Г.М., **Черемисская О.М.** Органическое вещество континентальных геогенераций. У: Кадастр недвижимости и мониторинг природных ресурсов: 4-я Всероссийская научно-техническая интернет-конференция, Тула: ТулГУ, 2014. – С. 82–83.
  10. Петруняк Г.М., **Черемісська О.М.**, Черемісський Ю.В. Вуглеводневий метасоматоз геогенераций у зв'язку з геодинамічними процесами в Карпатській нафтогазоносній провінції. У: Збірник матеріалів міжнародної наукової конференції, Київ, 2014. – С. 65.
  11. Петруняк Г.М., Петруняк М.Д., **Черемисская О.М.**, Черемисский Ю.В. О наплизме, солёности и углеводородах Береговой скибы Карпат района поселка Делятин. У: Кадастр недвижимости и мониторинг природных ресурсов: 5-я Всероссийская научно-техническая интернет-конференция, Тула: ТулГУ, 2015. – С. 203–212.
  12. Черемісський Ю., **Черемісська О.**, Петруняк Г., Петруняк М. Структурно-літологічний контроль метасоматозу поверхневих сольових та вуглеводневих проявів у Скибовій зоні Карпат і Передкарпатському прогину. У: Матеріали 10-х наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка, Україна, Львів, 2016. – С. 105–107.
  13. Петруняк М.Д., Петруняк Г.М., **Черемісська О.М.**, Черемісський Ю.В. Палеоіхнологічні відбитки неогенового комплексу Передкарпатського прогину. У: Збірник матеріалів міжнародної науково-практичної конференції «Сучасні технології та особливості видобутку, обробки і використання природного каміння, Київ, 2016. – С. 21–25.

14. **Черемісська О.**, Ціж Н., Петруняк М. Літологічна характеристика відкладів бурдигал-лангійського часу Карпатського сегменту Паратетису. У: Геологія і геохімія горючих копалин, 1–2(170–171), 2017. – С. 180–182.
15. **Черемісська О.М.**, Черемісський Ю. В. Геолого-палеоокеанографічні та геодинамічні аспекти формування відкладів бурдигал-лангійського часу Карпатського сегменту Паратетису. У: Геологія і геохімія горючих копалин, 2018. – С. 113–115.