

<https://doi.org/10.15407/ggcm2024.193-194.005>

УДК 551.24+553.98(477.8)

**Володимир ШЛАПІНСЬКИЙ, Мирослав ПАВЛЮК,
Олеся САВЧАК, Мирослав ТЕРНАВСЬКИЙ**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

**ПЕРЕІНТЕРПРЕТАЦІЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ДАНИХ
ЩОДО ТЕКТОНІКИ ОКРЕМИХ ПОКРИВІВ
І СУБПОКРИВІВ ЗОВНІШНІХ КАРПАТ
(у контексті перспектив нафтогазоносності)**

Українська частина Зовнішніх Карпат, попри численність попередньо проведених досліджень, залишається об'єктом наукових дискусій сучасних геологів. Досліджувана ділянка розташована в Рахівському районі Закарпатської області у верхній течії правих приток р. Тиси: Малої Шопурки, Середньої Ріки та Косівської. У геологічній будові ділянки беруть участь (з південного заходу на північний схід) покриви і субпокриви Зовнішніх Карпат: Буркутський, Дуклянсько-Чорногорський (Говерлянсько-Красношорський субпокрив) і Кросненський (Бітлянсько-Свидовецький субпокрив). Ця ділянка була предметом вивчення геологів різних організацій. Її геологічна будова відтворена на сучасних картах Українських Карпат, опублікованих порівняно недавно. Однією з них є геологічна карта масштабу 1 : 200 000, видана у Польському геологічному інституті у Варшаві у два етапи у 2004 і 2007 рр. Друга група карт масштабу 1 : 200 000 Карпатської серії, виконана працівниками НАК «Надра України» ДП «Західургеологія» Львівської і Закарпатської ГРЕ і УкрДГРІ, видана під егідою Міністерства охорони навколишнього природного середовища України. Об'єкт нашого дослідження розміщено на аркуші «Надвірна» цієї карти, підготовленої до видання групою геологів під керівництвом Б. В. Мацьківа (2009 р.). На обох цих картах бракує належної інформації про геологічну будову цієї ділянки Карпат. Тому виникла необхідність у геологічній карті масштабу 1 : 50 000 власної розробки. Ця карта створена з використанням матеріалів геологічної зйомки масштабу 1 : 50 000, проведеної в 1981–1985 рр. під керівництвом В. О. Ващенко. Проаналізовано матеріали понад 1000 відслонень. Це дало змогу набагато точніше відтворити геологічну будову району. Покривна тектоніка ділянки, яка відображена і на картах попередників, тут уточнена і доповнена низкою магістральних розломів типу скидо-зсувів, олістостроми у верхньокрейдових відкладах Говерлянсько-Красношорського субпокриву і нижньокрейдових Буркутського покриву.

Ключові слова: покриви, субпокриви, розломи, фліш, тектонічні останці, олістострома, діабази.

© Володимир Шлапінський, Мирослав Павлюк, Олеся Савчак,
Мирослав Тернавський, 2024

ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2024. № 1–2 (193–194)

Вступ. Зовнішня зона Карпат була предметом вивчення геологів різних організацій. Геологічну будову цього району в 60–70-х роках минулого століття вивчали С. Л. Бизова, М. А. Беер, Н. І. Маслакова та ін. Вони виділили низку нових стратиграфічних термінів і тектонічних одиниць. Геологічні дослідження в цьому районі проводив також співробітник Інституту геології і геохімії горючих копалин (ІГГК) НАН України П. Н. Царненко, який уточнив результати їхніх робіт (Царненко, 1976). У 1982–1985 рр. на території району проводив геологічну зйомку масштабу 1 : 50 000 загін Львівської ГРЕ під керівництвом В. О. Ващенка (Ващенко, 1985). У 1995–1998 рр. тематичні дослідження з використанням польових робіт вели геологи Тематичної партії ДП «Західукргеологія» В. В. Кузовенко і В. Є. Шлапінський, які помітно уточнили попередні уявлення про геологічну будову району (Шлапінський та ін., 1998). Геологічна будова ділянки відтворена на сучасних картах Українських Карпат, опублікованих порівняно недавно. Однією з них є геологічна карта масштабу 1 : 200 000, видана у Польському геологічному інституті у Варшаві у два етапи у 2004 і 2007 рр. (рис. 1). Друга група карт масштабу 1 : 200 000 Карпатської серії, виконана працівниками НАК «Надра України»

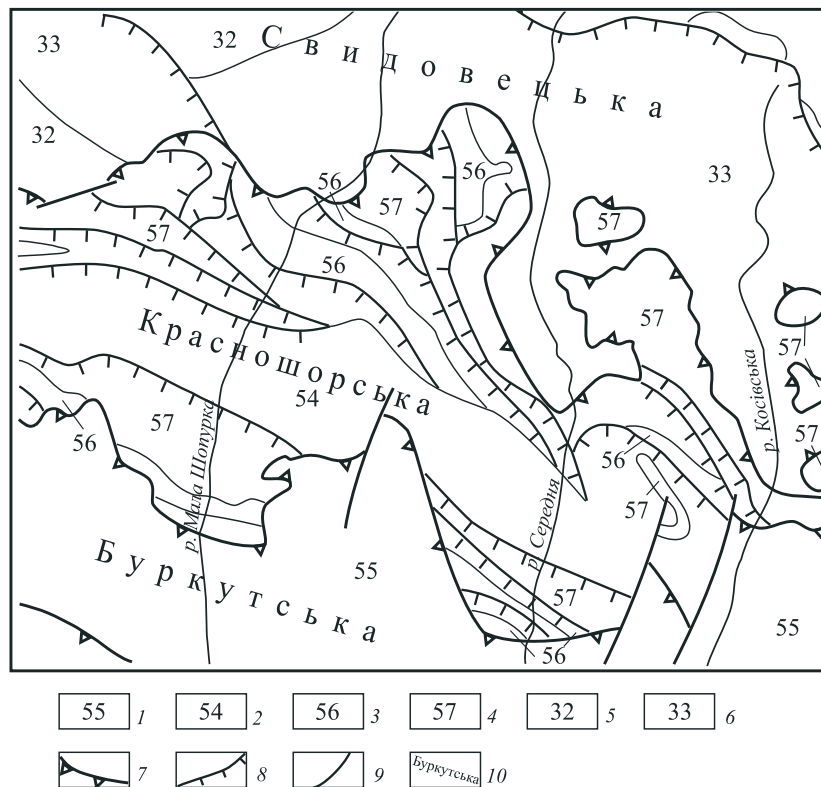


Рис. 1. Фрагмент геологічної карти Українських Карпат (межиріччя Мала Шопурка–Косівська). Польський геологічний інститут, 2007 р. (Danysh et al., 2007):
 1 – буркутські верстви, верхня крейда, нижній палеоцен; 2 – красношорські верстви, верхня крейда, палеоцен; 3 – яловецькі верстви, верхня крейда, сеноман (турон); 4 – шипотські верстви, нижня крейда; 5 – бобруцькі верстви, еоцен; 6 – урдинські верстви, сеноман–палеоцен;
 7 – насуви покривів; 8 – насуви лусок; 9 – тектонічні дислокації; 10 – тектонічні одиниці

ДП «Західукргеологія» Львівської і Закарпатської ГРЕ та УкрДГРІ, вийшла під егідою Міністерства охорони навколишнього природного середовища України. Об'єкт нашого дослідження розміщено на аркуші «Надвірна» (рис. 2) цієї карти, підготовленої до видання групою геологів під керівництвом Б. В. Мацьківа (Мацьків та ін., 2009). У 2023 р. співробітники ІГГК НАН України проаналізували польові матеріали попередників, зокрема і загону, яким керував В. О. Ващенко, а також матеріали В. В. Кузовенка і В. Є. Шлапінського, і суттєво скорегували геологічну карту цієї ділянки Складчастих Карпат.

Мета роботи – теоретичне обґрунтування створення нової геологічної карти даного району масштабу 1 : 50 000.

Методика роботи – переінтерпретація комплексного аналізу польових геологічних матеріалів попередників і результатів мікропалеонтологічних досліджень.

Результати досліджень. Стратиграфічний нарис. Відклади, виявлені на цій ділянці, займають часовий діапазон крейдового і палеогенового віку.

Буркутський покрив. Крейдові відклади Буркутського покриву сильно змінюються фаціально на площі їхнього поширення і утворюють, за В. В. Кузовенком (Шлапінський та ін., 1998), три основні типи розрізу: вони пов'язані

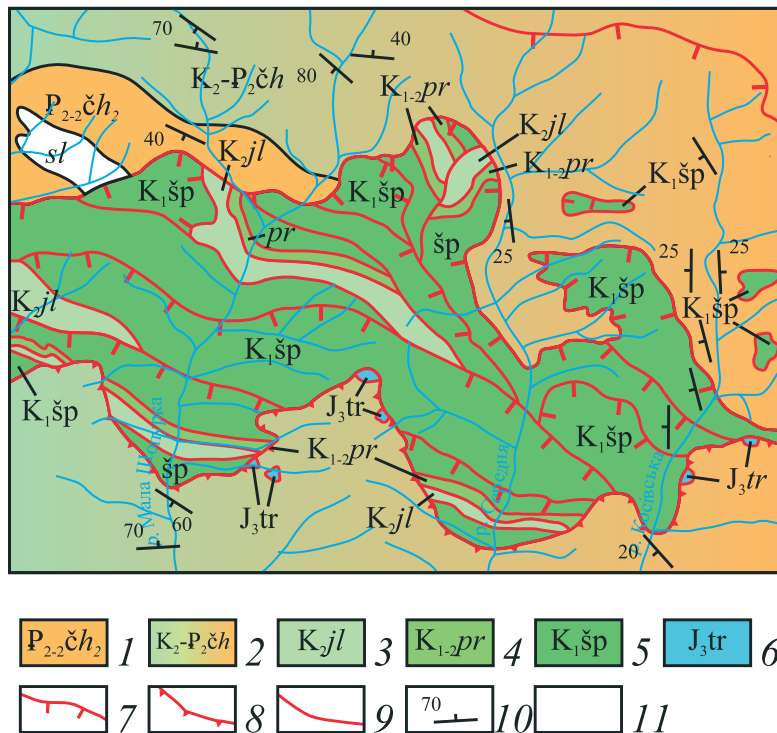


Рис. 2. Фрагмент Геологічної карти аркуша М-35-XXXI (Надвірна) (Мацьків та ін., 2009):

1 – еоцен середній–верхній, сольська світа; 2 – палеоцен–еоцен, чорноголовська світа, верхня підсвіта; 3 – верхня крейда–еоцен нерозчленований; 4 – верхня крейда, яловичорська світа; 5 – нижня–верхня крейда, поркулецька світа; 6 – нижня крейда, шипотська світа; 7 – верхня юра, тростянецька світа; 8 – насуви лусок; 9 – насуви структурно-фаціальних зон; 10 – тектонічні дислокації; 11 – елементи залягання

переходами і, відповідно, не мають чітких границь. Перший, найбільш вивчений тип спостерігається в південно-західних лусках покриву від р. Ріки до державного кордону з Румунією. Тут досить чітко виокремлюється білотисенська світа, верхньокрейдова сухівська світа і над нею – потужна піщана товща верхньої крейди–палеогену (терешовська світа).

Другий тип розрізу переважає в північно-східних лусках від р. Ріки до р. Чорний Черемош. Потужна піщана товща, що картувалася тут під назвою «буркутська світа», значно збільшується в об'ємі (скоріше всього, за рахунок фаціального заміщення та опіщанювання сухівської світи), і її підшва лягає безпосередньо на білотисенську світу.

Третій тип розрізу спостерігається на південному сході території (від басейну р. Білої Тиси до державного кордону з Румунією). Там пісковики, також «буркутського» типу, опускаються ще нижче і перемежуються в різних пропорціях з ритмічним флішем «білотисенського» типу. У такому випадку, за відсутності тростянецьких верств і сухівської світи, неможливо в «німих» пісковиках виявити вірогідну границю верхньої крейди. Тому ці відклади позначені тільки нижньою крейдою під знаком запитання.

Північно-східні луски (II тип розрізу). Цей тип розрізу простежений від ріки Ріки до Чорного Черемошу, включаючи досліджуваний район.

Нижня–верхня крейда. Буркутська світа ($K_{1-2} br$). Нижня–верхня крейда. Тростянецькі верстви ($K_{1-2} tr$). Тростянецька світа була виокремлена М. І. Жилівським у 1963 р. як темноколірна вулканогенно-осадова товща верхньоваланжинського віку в складі Чорногорської зони – «тростянецька світа» (Жилівський, 1963). У 1998 р. В. Кузовенко і В. Шлапінський вирішили залишити цю назву з уточненням, що вона перебуває у складі Буркутського покриву, і змінили її вік на альб–сеноман. Тростянецькі верстви представлені пісковиками сірими і сталеві-сірими, переважно середньозернистими, карбонатними, слюдистими, товстошаруватими і плитчастими, у покрівлі часто хвилястошаруватими, нерідко з білими зернами вивітрілих польових шпатів товщиною 0,3–0,7 до 1,5–4–7 м, таких самих алевролітів і аргілітів сірих, темно- і зеленувато-сірих, переважно некарбонатних з товщинами 0,03–0,3–0,5 м. Піщані пачки і пачки груборитмічного чергування (20–70 м) переважають у розрізі, але на окремих ділянках наявні пачки тонкоритмічного чергування описаних порід (3–5 до 30 м). Неодмінним компонентом тростянецьких верств є вулканіти. Про вік тростянецьких верств існують суперечливі дані.

На південному сході Українських Карпат, від басейну р. Боржави до р. Чорний Черемош та в районі г. Петрос, ще з XIX ст. у товщі крейдових пісковиків були відомі виходи вулканітів основного складу, які в геологічному вжитку узагальнено називали діабазами. Найбільші з них були знайдені в потоці Тростянець (правій притоці р. Чорної Тиси), тому вони найчастіше іменуються «тростянецькими». Їхнє детальне вивчення (Круглов, 1961) показало, що вони представлені різноманітними породами спіліт-кератофірового ряду (діабазами, спілітами, кератофірами, базальтами, гіалобазальтами їх кластолавами, туфобрекчіями, туфами і туфітами). Безпосередній контакт вулканітів з оточуючим флішем, як правило, закритий, що зумовило дискусію про їхнє походження та вік. У результаті оброблення значного масиву матеріалів було доведено, що тростянецькі брили діабазів та вапняків, безсумнівно,

є олістолітами й олістоплаками в олістромі верхньоальб-сеноманського віку (Кузовенко & Шлапінський, 2007). Виверження вулканітів мало місце під час відкладення вапняків ургонської фації, верхня вікова границя яких готерив-нижній барем. На геологічній карті аркуша «Надвірна» вік цих утворень помилково позначений як верхньоюрський (Мацьків та ін., 2009). Нижня межа вікового діапазону тростянецьких верств визначена за фауною радіолярій як верхній альб-сеноман уздовж струмка Кевеле (басейн Чорної Тиси) зі зразків, відібраних у 1983 р. у тростянецьких верствах (визначення П. Ю. Лозиняка): *Cenodiscaella numullitika* Kh. Aliev., *Dictyomitra momentaria* Kh. Aliev., *D. ornata* Kh. Aliev., *D. cf. carpatica* Loz., *D. cf. disparlita* Kh. Aliev., *Cryptamphorella cf. sphaerica* (White), *Stichomitra paronai* Kh. Aliev. В альб-сеноманська мікрофауна *Recurvoides imperfectus* Hanz. була знайдена безпосередньо біля виходу діабазів у струмку Кевеле (за В. М. Заволянською). Утім є сумніви в інсїтності цієї фауни (про це йтиметься нижче). Верхня часова межа тростянецьких верств достеменно невідома. У потоці Лукавець (басейн Білого Черемошу) вапняки, що супроводжують діабазу, насичені фауною *romalinor* (глоботрункан) сеноманського віку (Габинет и др., 1976).

Товщина відкладів буркутської світи в струмку Кевеле, визначена за радіоляріями і мікрофауною як в альб-сеноман, досягає 700–800 м. Сенонський вік верхів буркутської світи на цій території не доведений, але за такої потужності цілком імовірний. Це підтверджується тим, що мікрофауна, відібрана в полі розвитку відкладів буркутської світи на північно-східному схилі гори з абсолютною позначкою 1412,0 м (відслонення 5700), ідентифікована як верхня крейда-палеоцен: *Spiroplectamina sp. indet*; *Haplophragmoides sp. indet* (за Н. Я. Бояринцевою).

У межиріччі Малої Шопурки-Косівської діабазу трапляються у фронтальній (принасувній) частині Буркутського покриву (рис. 3). За розмірами вони поступаються вулканітам потоку Тростянець, хоча й розташовані в тій самій лусці. Вони зафіксовані на північно-західних схилах г. Стара (1472,3 м) у відслоненнях 3934 і 3951, а також на лівобережжі р. Косівської (3949). Наприклад, площа діабазів у відслоненні 3934, за оцінкою В. О. Ващенко, дорівнює 1500 м². На захід від р. Косівської діабазу описані у відслоненнях 5691, 3814, 4108, 4109, 3870 (див. рис. 3). Тут їхні розміри не перевершують 10 м у поперечнику, зменшуючись у західному напрямку до брил меншого розміру і навіть до гальок. Зокрема, у відслоненні 1286 потоку Малий Щербилів В. Шлапінський відзначив у підосві двох пластів буркутських пісковиків наявність видовжених гальок зелених туфобрекчій.

Знахідки вулканітів дають підставу для висновку. У крейдовий час відбувалися активні тектонічні рухи, що проявилися у внутрішніх частинах Карпатської геосинклінали у виході на денну поверхню багатьох піднятих кордильєр. Останні інтенсивно руйнувалися і постачали в басейни осадоногоромадження (як у південний – буркутський, так і північний – яловецько-красношорський) різноманітний екзотичний матеріал. Розміщення тростянецької олістостроми з діабазами у фронтальній частині Буркутського покриву, а яловецько-красношорської (див. нижче) – у тильних лусках Говерлянсько-Красношорського субпокриву однозначно вказує, що джерелом знесення діабазів і супутніх їм вапняків ургонської фації була власне кордильєра.

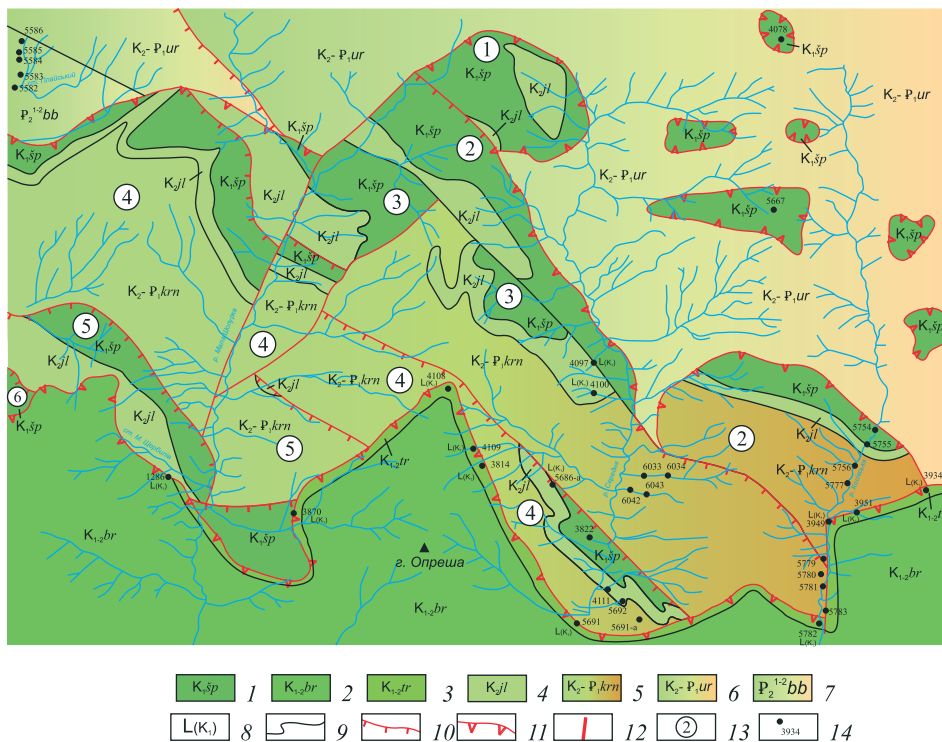


Рис. 3. Геологічна карта межиріччя Мала Шопурка–Косівська. Масштаб 1 : 50 000:
 1 – нижня крейда, шипотська світа; 2 – нижня–верхня крейда, буркутська світа; 3 – нижня–верхня крейда, тростянецькі верстви; 4 – верхня крейда, яловецька світа; 5 – верхня крейда–палеоцен, красношорська світа; 6 – верхня крейда–палеоцен, урдинська світа; 7 – еоцен нижній–середній, бобруцькі верстви; 8 – діабазиди нижньокрейдового віку; 9 – геологічні границі згідні; 10 – насуви лусок; 11 – насуви покривів; 12 – розривні порушення (скидо-зсуви); 13 – номери лусок Красношорського субпокриву; 14 – номери відслонень (Ващенко, 1985)

Дуклянсько-Чорногорський покрив (Говерлянсько-Красношорський субпокрив). Крейда. Нижня крейда. Шипотська світа (K_1sp). Шипотська світа (K_1sp), апт–альб або барем–альб (Вялов и др., 1988) виокремлена ще в минулому столітті австрійським геологом К. Паулем. Вона поширена майже в усіх субпокривах Дуклянсько-Чорногорського покриву. За літологічними ознаками шипотська світа на більшій площі поширення поділяється на дві підсвіти: нижню, піщано-глинисту і верхню, переважно піщану.

Нижньошипотська підсвіта (K_1sp). Найнижчої ланки світи, яка відповідає сферосидеритовій товщі Румунських Карпат, на території України немає (Глушко & Круглов, 1971). Найповніший розріз підсвіти відслонюється по р. Чорний Черемош, нижче гирла струмка Людовець. Він складається з двох товщ. Перша з них потужністю 250 м складається з чергування темно-сірих, майже чорних, невапнистих, розшарованих аргілітів (0,5–1,0 м) з тонкими прошарками темно-сірих і сірих мергелів і вапняків. Подекуди спостерігаються проверстки темно-сірих, до чорних, вапнистих пісковиків та алевролітів з частими кальцитовими прожилками. Верхня піщано-глиниста товща (100–150 м) складається з чорних, тонкоплитчастих, переважно невапнистих аргілітів з іржаво-жовтими вицвітами ярозиту, скременілими, іноді склистими

пісковиками (0,15–0,25 м). Кількість і товщина піщаних проверстків доверху поступово збільшуються, і нижньошипотські верстви поступово переходять у піщану товщу верхньошипотської підсвіти. У покрівельній частині нижньошипотської підсвіти простежується пачка (до 20 м) зливних пісковиків, чорних аргілітів та темно-сірих мергелів з поодинокими лінзоподібними проверстками чорних силіцитів. Ці породи З. Суйковський називав лідитами (Габинет и др., 1976).

За фауною форамініфер вік нижньошипотської підсвіти визначається як барем-аптський (Вялов и др., 1988). Загальна потужність підсвіти коливається в межах 390–410 м (Глушко & Круглов, 1971).

Верхньошипотська підсвіта (K_2sp_2). У її складі домінують середньо- та грубоверстуваті пісковики, скременілі, часто склисті, які переверстковуються з пакетами (0,1–0,2 м) чорних та зрідка зеленуватих невапнистих аргілітів і алевролітів. Товщина змінюється від 100 до 200 м (Глушко & Круглов, 1971).

У межах цієї площі поділити шипотську світу на дві підсвіти не завжди можливо. Річ у тім, що у складі регулярних лусок Красношорського субпокриву домінують відклади верхньої частини шипотського комплексу, тобто верхньошипотська підсвіта. Натомість у складі тектонічних останців цього субпокриву виявлена суттєво аргілітова нижньошипотська підсвіта з мало-потужним кременевим горизонтом у покрівлі, над яким залягають пісковики верхньої підсвіти (відслонення 5667).

Верхня крейда. Яловецька світа (K_2jl). У всіх субпокривах Дуклянсько-Чорногорського покриву, можливо, за винятком Бачавсько-Боржавського, у нижній частині верхньокрейдового комплексу розвинута в цілому глиниста товща яловецької світи. Серед неоднозначних суджень про вік світи найбільш обґрунтованою є думка Н. В. Дабагян щодо її сеноман-сантонського віку (Дабагян и др., 1987).

За літологічними ознаками світа в багатьох розрізах розділена на дві підсвіти – верхню і нижню.

Нижньояловецька підсвіта складена переважно строкатоколірними глинистими породами, серед яких домінують вишнево-червоні аргіліти з тонкими прошарками сіро-зелених та темно-сірих аргілітів і алевролітів та пісковиків.

Верхньояловецька підсвіта складена перешаруванням темно-сірих та зеленувато-сірих, вапнистих аргілітів з прошарками алевролітів та пісковиків (їхня кількість збільшується доверху) і, зрідка, сірих мергелів. Однак загальноприйнятий поділ яловецької світи за літологічними ознаками на нижню (з червоними аргілітами) і верхню (без них) не є абсолютним правилом.

У деяких розрізах яловецької світи Говерлянського субпокриву (середні луски) червоні аргіліти розподілені по всій її товщі, аж до підшови чорногорської світи (Вялов та ін., 1969; Шлапінський, 2009). У цьому випадку яловецька світа представлена нерозчленованим комплексом порід. На окремих ділянках спостерігаються й інші відмінності у поведінці світи. Так, у районі Ясіні в басейні рік Лазещини і Тиси яловецька світа характеризується підвищеною карбонатністю порід, що її складають, особливо це стосується середньої частини світи. Саме з неї по р. Лазещині та її лівій притоці – струмку Студеному – були відібрані зразки, у яких знайдено мікрофауну і радіолярії

верхнього альбу (вракону) (Царненко, 1969). Це стало підставою для виокремлення олістостромового горизонту в яловецькій світі і низах чорногорської, з олістолітами нижньокрейдового віку і конгломератами з галькою яскраво-червоних гранітоїдів. Олістострома в тих самих відкладах відзначена також у лівій притоці Чорної Тиси (Шлапінський, 2009), а також у її правій притоці – потоці Свидовці. Там, у третій від устя притоці струмка, у відслоненні 4216, зі зразків, відібраних І. П. Бузяком з аргілітів яловецької світи, В. М. Заволянська визначила нижньокрейдову мікрофауну: *Hyperammia gaultina* Dam., *Recurvoides imperfectus* Hanzl., *Haplophragmoides gigas minor* Nauss. У розрізі разом з чорними аргілітами і алевролітами шипотського літотипу виявлені алевроліти і пісковики, не характерні для нього: вони поліміктові і сильно слюдисті і карбонатні.

Горизонт з діабазами у верхньояловецьких відкладах зафіксований у Говерляньсько-Красношорському субпокрові і в басейні р. Середньої Ріки І. П. Бузяком та В. О. Агеєвим під час проведення геологічної зйомки у 1984 р. (Ващенко, 1985). По першій правій притоці Середньої Ріки вище абсолютної відмітки 675,0 м, витоки якої на південно-східному схилі г. Балтин (1330,8 м), у відслоненні 4097 (6044) у пачці чергування з перевагою сірих і зеленувато-сірих середньозернистих пісковиків товщиною 0,2–0,3 м і сірих та зеленувато-сірих аргілітів після невеликої перерви відслонюються конгломерати на віддалі 130 м, складені уламками діабазів зелених і вапняків ургонського типу. Розмір уламків від 3–5 мм до 30 см. Цементувальна маса – білий кальцит і червона порода. На відмітці 25 м зафіксована брекчія, що складається із зелених алевролітів і чорних кременів та перекристалізованої вулканічної породи. В інтервалі 116–130 м присутні діабазу в вигляді розбитих тріщинами пластів (0,05–0,1 м), зігнутих у химерні складки (опис В. О. Агеєва). За 475 м на південний захід, по азимуту 165° І. П. Бузяк описав виходи діабазів на віддалі 60 м розмірами від 0,5 до 4 м. У кінці, як він зауважив, відслонюється «тектонічна брекчія», представлена уламками сірих поліміктових пісковиків. Після невеликої перерви описаний 10-метровий вихід глинистої пачки, на 60 % складеної з темно-сірих і чорних (перевідкладених) аргілітів, а нижче – пісковики типово верхньокрейдового літотипу.

У 1985 р. про олістострому в цих верствах не здогадувалися, і лише після детального аналізу фактичного матеріалу дійшли висновку, що матрикс являє собою верхню частину яловецької світи, а конгломерати і брили діабазів є олістолітами у складі верхньокрейдової олістостроми (Кузовенко & Шлапінський, 2007).

Використовуючи відпрацьовану літературу, можна до опублікованих раніше матеріалів додати таке: відклади яловецької світи з нижньокрейдовою фауною слід проаналізувати щодо наявності ознак, супутніх олістостромам. І така фауна була виявлена в строкатоколірному горизонті яловецької світи в південній лусці Говерляньсько-Красношорського субпокрову в лівому схилі долини р. Середньої Ріки (відслонення 5692, опис В. Шлапінського). У зелених аргілітах (три зразки) визначена мікрофауна вракону: *Trochammina umiatensis* Tupp., *Saccammina latrami* Tupp., *Recurvoides imperfectus* Hanzl., *Glomospira irregularis* (Grz.), *Haplophragmoides gigas minor* Nauss, *Gaudrina carinata* Franke. У тому самому відслоненні В. М. Заволянська визначила мікрофауну,

датовану сеноманом–туроном (*Recurvoides primus* Mjatl.; *Plectina grzybowskii* Mjatl.; *Uvigeramma aff. Jancoi* Majz.). У відслоненні 5691 «а» у перехідній частині розрізу між верхами яловецької і пісковиками красношорської світи, В. Шлапінським описані сірі карбонатні пісковики з лінзами сірих аргілітів, які залягають у глинистій масі, що складається з аргілітів – темно-сірих, до чорних, і світло-сірих карбонатних. Маса неоднорідна, піщано-глиниста, з гравієм і галькою пісковиків слюдистих, значними уламками вапняків з облямівкою з піщаного матеріалу. Слід зазначити, що пісковики, що залягають вище, не мають ознак, які вказували б на вплив тектонічних дислокацій (розривів пластів, брекчійованості). У відслоненні 4111 (за даними І. Бузяка) у лівій притоці Середньої Ріки (третій вище фіксованої відмітки 604,0 м), що розташоване за 350 м на північний захід від відслонення 5692 (за простяганням), у зелених аргілітах зі строкатокоричного горизонту яловецької світи В. М. Заволянська також визначила мікрофауну вракону: *Thalmanamina neocomiensis* Geroch., *Recurvoides imperfectus* Hanzl., *Plectorecurvoides alternans* Noth. У розрізі виявлені породи не властиві яловецькій світи: чорні аргіліти та скловаті пісковики шипотського типу. Періодично фіксується сильна зім'ятість порід у дрібні складки. Розріз перехідний від яловецької світи до піщаної красношорської. У першій правій великій притоці Середньої Ріки (першій нижче абсолютної відмітки 675,0 м) у глинистій товщі верхньої ланки яловецької світи одразу під піщаною товщею красношорської світи на стрімкому схилі на віддалі 40 м погано відслонюються брили туфобрекчій (відслонення 5686а, за В. Шлапінським) – після цього русло струмка набуває похилого характеру. Вірогідно, струмок перетинав крупний олістоліт або нагромадження дрібних олістолітів, У двох лівих притоках Середньої Ріки, третій і четвертій, нижче фіксованої відмітки 675,0 м у сеноманській частині красношорської світи зафіксована олістострома. У третій притоці за 0,7 км від устя в товщі з переважанням сіроколірних карбонатних пісковиків красношорської світи (відслонення 6033) на віддалі 45 м виявлена пачка дрібно-тонкоритмічного чергування чорних аргілітів, чорних алевролітів і темно-сірих, до чорних, пісковиків (фрагмент нижньошипотської підсвіти). Переважають у розрізі аргіліти і алевроліти. В аргілітах спостерігається дрібна дисгармонічна складчастість (опис В. О. Агеєва). У сусідньому відслоненні 6034 пачка чергування сірих сильно слюдистих пісковиків з сірими і зеленувато-сірими аргілітами підстелюється пачкою в різному ступені обкатаних уламків пісковиків і аргілітів, подібних до описаних (рис. 4), як зауважено в описі, вірогідно, тектонічного походження. Після незначної перерви у відслоненості на віддалі 40 м описана пачка чергування темно-сірих зливних пісковиків, чорних і коричневих аргілітів. Породи шипотського типу, які залягають серед верхньокрейдових відкладів, відзначені і в четвертій лівій притоці Середньої Ріки (відслонення 6042 і 6043).

Олістоліти у верхньокрейдівій олістостромі можуть досягати великих розмірів. У 2017 р. В. Шлапінський в р. Лазещина (у місці впадання струмка Форесок у р. Лазещину) зауважив 100-метровий вихід пачки нижньошипотської підсвіти нижньої крейди (апт–альб), залеглої серед строкатих аргілітів яловецької світи, олістоліт, який не відслонювався у 1983–1985 рр. під час проведення зйомки.

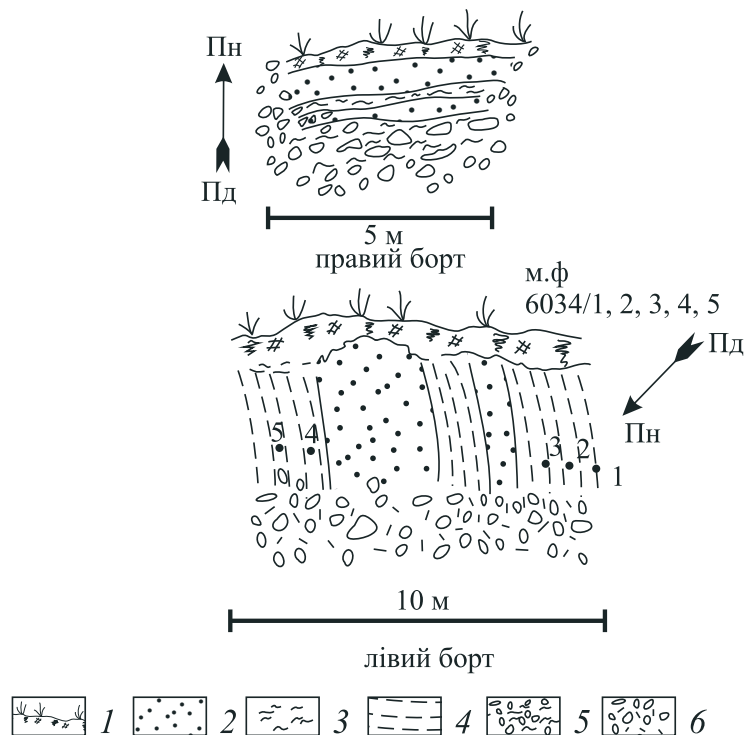


Рис. 4. Малюнок, який ілюструє прояви зсувних явищ в олістостромових верствах красношорської світи (за В. О. Агеєвим):

1 – антропогенові відклади; 2 – пісковики; 3 – аргіліти сірі та зеленувато-сірі; 4 – аргіліти темно-сірі до чорних; 5 – обкатані в різному ступені уламки аргілітів сірих та зеленувато-сірих і пісковиків; 6 – обкатані в різному ступені уламки аргілітів темно-сірих до чорних та пісковиків

Мінімальна протяжність олістостроми в яловецько-красношорських верствах 80 км від р. Лазещини до басейну р. Терєблї (Шлапінський, 2009), а в тростянецьких верствах на 100 км (від басейну Білого Черемоша на сході до р. Терєсви на заході). У баремі–альбі вона розділяла білотисенський (карбонатні осади) і шипотський (кременисті породи) басейни. Наприкінці альбу (?) у цій ділянці почалося різке підняття, що в сеномані–коньяку досягло апогею. Кордильєра вийшла на денну поверхню. Зазнали інтенсивної ерозії та сповзання породи, що були в її складі, у тому числі вулканіти, а в яловецько-красношорській олістостромі – і відклади нижньої крейди шипотського літотипу. Ось звідки в яловецьких, говерляньських та красношорських верствах трапляється перевідкладена мікрофауна верхнього альбу. Масштаби подібних явищ при формуванні верхньокрейдових відкладів Говерляньсько-Красношорського басейну седиментації були значними. На попередніх етапах досліджень олістострому не фіксували. Надалі під час проведення геолого-знімальних робіт у яловецьких і красношорських відкладах Говерляньсько-Красношорського субпокриву на цей аспект треба звернути увагу.

Олістостромові відклади по обидва боки від кордильєри мали накопичуватися одночасно. З огляду на це, слід замислитися над питанням, чи фауна

вракону або альбу–сеноману в тростянецьких верствах є інсїтною або, як у яловецькій світі, також перевідкладеною? Якщо прийняти другий варіант, це означатиме значне омолодження віку тростянецьких верств. Тому питання потребує уточнення.

Красношорська світа. Верхня крейда–палеоген (K_2-P_1 krm). Красношорська світа була виокремлена в 1970 р. П. Н. Царненком у Красношорській зоні (Вялов & Царненко, 1970). Вона стратиграфічно згідно залягає на відкладах яловецької світи. Світа складена сірим грубошаруватим флішем потужністю понад 600 м. У Говерляньсько-Красношорському субпокриві в басейні рік Малої Шопурки, Середньої Ріки і Косівської під час проведення геологічної зйомки в 1983–1984 рр. у її південних лусках, на границі з Буркутською одиницею в четвертій лусці, була закартована потужна товща груборитмічного піщаного флішу. Вважалося, що в нижній частині вона складена породами шипотського літотипу, а вище – буркутського. Існує версія, що ця товща відповідає альбу, оскільки залягає на нижньо-, а місцями – і на верхньошипотській підсвіті, без жодних ознак яловецької світи сеноману–турону між буркуто- і шипотоподібними верствами. Її формування, за їхніми уявленнями, мало відбуватися в проміжному трозі, куди надходив матеріал з буркутського і шипотського басейнів (Царненко, 1976).

У 1991 р. В. Кузовенко і В. Шлапінський провели низку маршрутів по р. Середній Ріці, у полі розвитку цих пісковиків. Детальний аналіз фактичного матеріалу геологічної зйомки 1981–1985 рр. і нових матеріалів дав підстави для висновку, що буркутоподібна товща стратиграфічно нормально лежить на породах яловецької світи в багатьох відслоненнях, а остання – на відкладах верхньошипотської підсвіті (рис. 5). За віком і структурним положенням ця товща відповідає красношорській світі. Вона представлена чергуванням пісковиків сірих, переважно середньозернистих, і різнозернистих, нерідко сильно вапнистих, слюдистих, при вивітрюванні буруватих, масивної текстурри (0,4–2,5 м), з прошарками і пачками сірих, темно- і зеленувато-сірих аргілітів, у різному ступені вапнистих і невапнистих (0,1–0,3 м). Вік світи – верхньокрейдово-палеоценовий (Вялов и др., 1988).

Кросненський покрив (Бітлянсько-Свидовецький субпокрив). Урдинська світа. Верхня крейда–палеоцен (K_2-P_1) ur. Над лолінською світою верхньої крейди коньяку–кампану (Вялов и др., 1988), яка відслонюється на суміжній території в басейні Чорної Тиси, залягає потужний комплекс флішу верхньої крейди–палеоцену, який був виокремлений під назвою близницької, а пізніше урдинської світи (Вялов & Царненко, 1970).

Вищі ланки комплексу добре відслонюються в басейнах річок Середньої Ріки і Косівської у вигляді скельних виходів, займаючи доволі великі площі. Верхньокрейдово-палеоценові відклади складені тим самим набором порід, що і верхня частина лолінської світи, з дещо більшим вмістом пісковиків – сірих грубозернистих у подошві та дрібнозернистих, кварцових і поліміктових карбонатних, хвилястошаруватих (0,3–0,7 м, зрідка 0,9–4,0 м) у покрівлі. Аргіліти сірі, темно-сірі, до чорних, іноді зеленувато-сірі, переважно невапнисті. Алевроліти здебільшого сірі і темно-сірі, часто кременисті. Мергелі сірі, сталево-сірі, плитчасті, при вивітрюванні утворюють добре помітну у відслоненнях жовто-оранжеву кірку. Світа представлена монотонною товщею

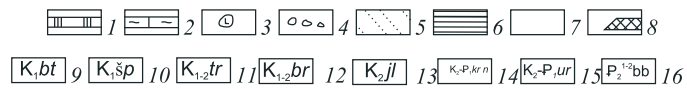
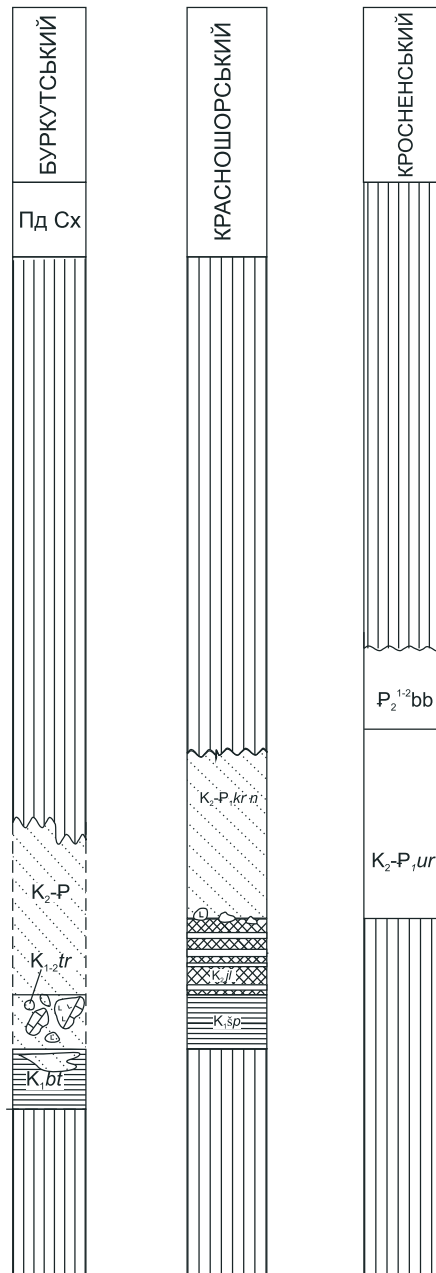


Рис. 5. Літо-стратиграфічні колонки:

1 – кремені; 2 – смугасті вапняки; 3 – основні магматичні породи; 4 – конгломерати; 5 – піщані товщі або фліш з перевагою пісковиків; фліш ритмічний з перевагою аргілітів; 6 – чорних, 7 – сірих, 8 – строкатих та червоних; 9 – нижня крейда, білотисенська світа; 10 – нижня крейда, шипотська світа; 11 – нижня–верхня крейда, тростянецькі верстви; 12 – нижня–верхня крейда, буркутська світа; 13 – верхня крейда, яловецька світа; 14 – верхня крейда–палеоцен, красношорська світа; 15 – верхня крейда–палеоцен, урдинська світа; 16 – нижній–середній еоцен, бобруцька світа

грубо- і середньоритмічного флішу з окремими інтервалами тонкоритмічного чергування. Стратотип світи описано у верхній течії р. Косівської (Вялов и др., 1988). Там само, у її правій притоці, В. Шлапінським та А. Щербаком у підніжжі льодовикового цирку у складі комплексу знайдено піщану пачку, складену пластами сірих гравелітів, з поверхні білуватих, з гравієм кременистих порід, кварцу, польового шпату (відслонення № 5729–5731) (Ващенко, 1985), з домішкою туфового матеріалу. Породи тріщинуваті, у тріщинах міститься дуже рідкісний блакитно-зелений мінерал, ідентифікований О. М. Сливко в лабораторії ІГГГК НАН України як коринфіт (коренсіт). Вік цієї пачки маастрихт: *Cibicides jablonkoensis* Mjatl., *Heterohelix globulosa* (Ehrenb), за визначенням Н. В. Дабагян.

Вік комплексу, за визначенням мікрофауни, датується як маастрихт–палеоцен (Вялов и др., 1988). Потужність світи становить близько 1500 м.

Бобруцькі верстви. Еоцен нижній–середній (P_2^{1-2}). Бобруцькі верстви були виокремлені 1971 р. для позначення товщі масивних пісковиків нижньо-середньоєоценового віку Близницької підзони Чорногорської зони (або самостійної Свидовецької зони, за П. Н. Царненком) (Вялов и др., 1988). Ця товща на досліджуваній ділянці збереглася не повністю, бо за межами ділянки перекрита насупом урдинської світи луски Красношорського субпокриву, розташованої далі на південний захід. Товща характеризується суттєвою перевагою пісковиків у верхній частині розрізу, а нижче складена пачками тонко- і середньоритмічного чергування. Уздовж потоку Плайського правий розріз складають пачки (відслонення 5582–5586):

– піщана. Пісковики (0,4–2,5 м) сірі дрібнозернисті, кварцові, некарбонатні і слабкокарбонатні, кременисті (при ударі молотком – іскри, з гострим сколом) зі скляним відблиском, масивної текстури. Алевроліти (0,02–0,12 м) сірі і темно-сірі некарбонатні, глинисті, слюдисті, шаруваті і хвилясто-шаруваті; аргіліти (0,1–0,25 м) темно- і зеленувато-сірі некарбонатні, алевритисті, слюдисті. На декількох рівнях у підшві пластів пісковиків трапляються карбонатні конкреції, які залягають пластово, товщиною 0,1 м. Деякі різновиди пісковиків (1,0–2,0 м) сірі з зеленуватим відтінком середньо- і грубозернисті поліміктові, зрідка глауконітисті, із включенням уламків (?) вапняків. Товщина піщаної частини розрізу близько 220 м;

– глиниста. Потужність переважно глинистої нищезалеглої товщі (вище за потоком) оцінити важко, за винятком її найвищої ланки (50 м, відслонення 5584). Річ у тім, що формування відкладів, які утворюють цю товщу відбувалося в нестабільних динамічних умовах, про що свідчать т. зв. псевдобрекчієві текстури. Як пояснив одному з авторів цієї статті відомий польський седиментолог професор С. Джулинський під час відвідин у 1995 р. мінералогічного музею Ягеллонського університету, де були виставлені фотознімки з такими текстурами, вони утворювалися при певних параметрах мулистих потоків. У відслоненнях 5585 і 5586 виходять сильно тріщинуваті пісковики, зернистість яких на віддалі 0,5 м змінюється від алевритистих частинок до гравійних зерен. Аргіліти й алевроліти мають вигляд безформної маси (закам'яніле болото). Товщини таких пачок до 30–35 м. У пачках чергування порід, які не зазнали дії таких процесів, спостерігається тонко-середньоритмічне перешарування описаних порід з тією відмінністю, що

аргіліти й алевроліти з коричневатим відтінком у їхньому складі нерідко карбонатні. Вони зім'яті в дрібні хаотичні складки (не виключено підводно-зсувні). Довжина цієї частини розрізу 450 м. Слід зазначити, що верхня піщана частина розрізу, де не спостерігалися седиментаційні аномалії, охарактеризована мікрофауною як палеоценова, у якій знайдені такі форми (результативні 5 зразків): *Trochchamminoides irregularis* White; *Tammonoides* (Grz.); *Saccamina scabrosa* Mjatl.; *S. complanata* Fr.; *Ammolagena clavula* (Jon. et Park.); *Ammodiscus angusta* (Friedb.); *Rzezakina epigona* (Rz.); *Recurvoides pseudoregularis* Mjatl.; *Hyperammia cylindrica* (Glaessn.); *Dendrophrya maxima* (Fiedb.). Натомість вік розташованої нижче за розрізом товщі, де зафіксовані аномальні з точки зору процесів седиментації явища, визначений згідно з мікрофауною як верхньоєоценовий: зразки 5586 (1) – *Dendrophrya robusta* Grz. *Cyclammia rotundidorsata* Hantk., 5586 (2) – *Dendrophrya robusta* Grz., *Saccamina placenta* (Grz.) *Reophax planus* Halk. (мікропалентолог З. Чернуха). Зазначимо, що послідовність розрізу бобруцьких верств (верхи і низи) визначалася за положенням ієрогліфів. Вони в пачках, не порушених хаотичною складчастістю, орієнтовані на північ, тобто до контакту найнижчої за розрізом пачки бобруцьких верств з урдинською світою верхньої крейди–палеоцену, яка там наявна. Як у цих верствах опинилася верхньоєоценова мікрофауна, зараз сказати неможливо. Це питання треба дослідити додатково.

Тектоніка. Характерною рисою району є розвиток дуже похилих насувів. Такими є насуви усіх покравів, про що свідчать звивисті лінії насувів на денній поверхні, тектонічні піввікна і останці.

Буркутський покрив похило насунутий на Говерляньсько-Красношорський субпокрив під кутом 20–30°. Деякі геологи по струмку Малий Щербилів правої притоки р. Мала Шопурка виділяли кількасотметрову зону Буркутського розлому, приймаючи за нього насув покриву на ділянці його простягання. Там само, буквально в декількох десятках метрів, має місце насув лусок Говерляньсько-Красношорського субпокриву (чорні шипотські відклади нижньої крейди насунуті на строкаті відклади яловецької світи верхньої крейди). Це проявилось в дуже інтенсивній зім'ятості порід і, можливо, було сприйнято за ознаки розлому. По р. Косівській Буркутський покрив розтяганий лівобічним скидо-зсувом з амплітудою зміщення крил до 1500 м. Звертає на себе увагу невласлива поведінка лінії насуву Буркутського покриву уздовж Малої Шопурки. Східна гілка лінії вельми похилого насуву, який западає на південний захід, замість того, щоб за правилами структурної геології відхилитися в долині Малої Шопурки на північний схід, відходить на південний схід, після чого робить петлю, як на рис. 3, що спричинено, вірогідно, постпокривними дислокаціями. У фронтальній частині Буркутського покриву простежуються виходи діабазів тростянецьких верств у вигляді ізольованих тіл, які маркують границю покриву.

Дуклянсько-Чорногорський покрив (Говерляньсько-Красношорський субпокрив). Таким самим похилим є і насув Говерляньсько-Красношорського субпокриву. На це вказує тектонічне піввікно по р. Середній Ріці, а також низка тектонічних останців шипотської світи, уперше відзначених П. Н. Царненком (1989) на південний захід від гірського хребта Свидовець. На північний схід від нього два останці, складені тією самою світою, виявив В. Шлапінський

(Shlapinskyi, 2014). Ці останці є з'єднувальною ланкою між Говерлянським і Красношорським субпокривами, а це, своєю чергою, дає підставу для виокремлення єдиного Дуклянсько-Чорногорського покриву (Shlapinskyi, 2018). У межиріччі річок у складі Говерлянсько-Красношорського субпокриву налічується шість лусок. Вони мають будову, типову для більшості структур Складчастих Карпат. У фронтальних частинах лусок, як правило, зосереджені найстаріші за віком відклади шипотської світи нижньої крейди, а в тильних – верхнокрейдово-палеоценові красношорської. По р. Малій Шопурці та її лівій притоці Куртясці п'ять лусок розтинає магістральний ступінчастий лівобічний скидо-зсув.

Бітлянсько-Свидовецький субпокрив Кросненського покриву. Розвинутий у північній ділянці вивченого терену. Характеризується наявністю похилих структурних форм. У південній частині субпокриву, яка межує з Говерлянсько-Красношорським субпокривом, наявні дві луски. Південна – містить в тилівій частині відклади бобруцьких верств еоцену, а у фронтальній – піщаний фліш урдинської світи верхньої крейди-палеоцену, які насунуті послідовно на бобруцькі і урдинські відклади розташованої північніше луски Темпа. Судячи (за межами ділянки) зі звивистої в плані конфігурації насуву Бітлянсько-Свидовецького субпокриву на Турківський, він також є дуже похилий.

Висновки. Проведене дослідження дало підстави для переінтерпретації уявлень про тектоніку покривів і субпокривів Зовнішніх Карпат.

Складена сучасна геологічна карта ділянки верхньої течії річок Малої Шопурки, Середньої Ріки і Косівської масштабу 1 : 50 000, яка, порівняно з виданими картами (2007 і 2009 рр.), краще відображає реальну ситуацію.

У Буркутському покриві, завдяки новим знахідкам діабазів, підтверджене їхнє олістостромове походження.

Як доповнення до виокремлених раніше попередниками, описані нові тектонічні останці Говерлянсько-Красношорського субпокриву.

Комплексне використання геологічних даних і мікропалеонтологічних визначень привернуло увагу до наявності в розрізах верхньої крейди Говерлянсько-Красношорського субпокриву олістостромових горизонтів.

У Буркутській і Говерлянсько-Красношорській тектонічних одиницях виявлені магістральні лівобічні скидо-зсуви.

Ващенко, В. А. (1985). *Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 территории Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР за 1981–1985 гг.* (Т. 1). Киев: Фонди ДП «Західукргеологія».

Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даниш, В. В., Лемишко, О. Д., Лещух, Р. И., Пономарева, Л. Д., Романив, А. М., Смирнов, С. Е., Смолинская, Н. И., & Царненко, П. Н. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат.* Киев: Наукова думка.

Вялов, О. С., Даниш, В. В., & Царненко, П. Н. (1969). Деякі нові уявлення про тектоніку Східних Карпат. *Геологічний журнал*, 29(5), 23–35.

Вялов, О. С., & Царненко, П. Н. (1970). Крейдові відклади Свидовецької та Красношорської підзон в Українських Карпатах. *Доповіді АН УРСР. Серія Б*, 11, 969–972.

Габинет, М. П., Кульчицкий, Я. О., & Матковский, О. И. (1976). *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат* (Ч. 1). Львов.

Глушко, В. В., & Круглов, С. С. (Ред.). (1971). Геологическое строение и горючие ископаемые Советских Карпат: *Труды УкрНИГРИ*, 25.

- Дабаян, Н. В., Лозыняк, П. Ю., Царненко, П. Н., & Шлапинский, В. Е. (1987). Стратиграфия, фораминиферы и радиолярии меловых отложений Черногорской зоны Советских Карпат. *Доклады АН УССР, серия Б, 6, 77*.
- Жиловский, Н. И. (1963). *Геологическое строение и оценка перспектив нефтегазосности юго-западного склона Украинских Карпат* [Дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Круглов, С. С. (1961). Крейдові вулканічні утворення п. Тростянця в Східних Карпатах. *Доповіді АН УРСР, 10, 1350–1352*.
- Кузовенко, В., & Шлапінський, В. (2007). До природи й умов розміщення «скель» неоконських діабазів у Буркутському покрові Українських Карпат. *Праці Наукового товариства імені Т. Шевченка. Геологічний збірник, 19, 40–49*.
- Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М., Пастуханов, С. В., & Гнилко, О. М. (2009). *Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Карпатська серія. Аркуші: М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус)*. Київ.
- Царненко, П. Н. (1969). До стратиграфії крейдових відкладів Черногорської зони в районі с. Ясіня. *Доповіді АН УРСР. Серія Б. Геологія, географія, хімія*.
- Царненко, П. Н. (1976). *Геологическое строение Полонинско-Черногорских и Горганских Карпат* [Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук]. Львов.
- Царненко, П. Н. (1989). О находках новых тектонических останцов в Украинских Карпатах. В *XIV конгресс КБГА* (с. 458–461). София.
- Шлапінський, В. Є. (2009). Мікрофауна в олістостромових утвореннях верхньої крейди Говерляньського субпокрову в районі Ясіні. У П. Ф. Гожик (Ред.), *Викопна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти*: збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України (с. 179–183). Київ.
- Шлапінський, В. Є., Кузовенко, В. В., & Гаращук, А. В. (1998). *Вивчення геолого-геофізичних матеріалів по південно-східній частині внутрішніх флішових покровів Українських Карпат з метою виявлення перспективних на нафту та газ об'єктів (1995–1998 рр.)* (Кн. 1) [Звіт]. Львів: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Danysh, V., Hnylko, O., Pavlyuk, M., Tsarnenko, P., Jankowski, L., Kopciowski, R., Ryłko, W., Anastasiu, N., Dragan, E., Popa, M., & Roban, R. (2007). *Geological Map of the Outer Carpathians: Borderland of Ukraine and Romania. 1 : 200 000* (L. Jankowski, R. Kopciowski & W. Ryłko, Eds.). Warsaw: Polish Geological Institute.
- Shlapinskyi, V. E. (2014). Tectonic klippe in the upper reaches of streams Svidovets and Stanislaw (Gorna Tysa basin) – geoturistic objects. In I. Bubniak & A. T. Solecki (Eds.), *Geo-Carpathians – Potentia of the Cognitive Tourism* (Vol. 30, pp. 77–81). Krosno.
- Shlapinskyi, V. E. (2018). Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians. *Geodynamics, 2(25), 53–69*.

Стаття надійшла:
15.02.2024 р.

**Volodymyr SHLAPINSKY, Myroslav PAVLYUK,
Olesya SAVCHAK, Myroslav TERNAVSKY**

**REINTERPRETATION OF GEOLOGICAL DATA
AS TO THE TECTONICS OF SEPARATE COVERS AND SUBCOVERS
OF THE OUTER CARPATHIANS
(in the context of prospects for oil and gas presence)**

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

In spite of a number of preliminary investigations, the Ukrainian portion of the Outer Carpathians continues to be the object for scientific discussions of the modern geologists. Studied area is located in the Rakhiv district of the Transcarpathian Region in the upper stream of the right tributaries of the Tysa River: Mala Shopurka, Middle River and Kosiv. The following covers and subcovers of the Outer Carpathians participate in the geological feature (from south-west to north-east): Burkut, Duklya, Duklya-Chornohora (Hoverla-Krasnoshora subcover) and Krosno (Bitlya-Svydovets subcover). This area was the study subject for geologists from different organizations. Its geological feature is restored at modern maps of the Ukrainian Carpathians published relatively not long ago. One of them is geological map at a scale of 1 : 200,000 published at the Polish Geological Institute, Warsaw, in 2 stages in 2004 and 2007. The second group of maps at a scale of 1 : 200,000 of the Carpathian series was published under the aegis of the Ministry of Environmental Protection of Ukraine. It was fulfilled by the workers of NAC “Nadra Ukrainy” of the SE “Zakhidukrgeologia” of the Lviv and Transcarpathian Geological Research Expedition.

The object of our studying is located on the Nadvirna sheet of map, prepared for publication by the group of geologists under the leadership of B. V. Matskiv (2009). Both published maps contain insufficient information on the geological feature of the given plot of the Carpathians. Thus, the necessity has arisen to present the variant of geological map at a scale of 1 : 50,000 of our development. Such geological map was compiled mainly with usage of materials of geological surveying at a scale of 1 : 50,000 executed in 1981–1985 under the leadership of V. O. Vashchenko. Materials of over 1,000 exposures were analyzed. This has enabled us to reconstruct the geological feature of this region more precisely. Covering tectonics of the given area that was represented at the maps of precursors too, was verified and supplemented with the existence of a number of arterial fractures of strike-slip type, the existence of olistostrom horizons in the Upper Cretaceous deposits of the Hoverla-Krasnoshora subcover and Lower Cretaceous Burkut subcover.

Keywords: covers, subcovers, fractures, flysch, tectonic, remnants, olistostrom, diabases.