

Владілен КУЗОВЕНКО, Володимир ШЛАПІНСЬКИЙ

ДО ПРИРОДИ Й УМОВ РОЗМІЩЕННЯ „СКЕЛІ“ НЕОКОМСЬКИХ ДІЯБАЗІВ У БУРКУТСЬКОМУ ПОКРОВІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

„Скелі“ вулканітів та неоконських вапняків, що простежуються у фронті Буркутського (Поркулецького) покрову, раніше приймалися за прояви неогенового магматизму у крейдовій піщаній товщі або, разом з нею, за валанжинську вулканогенно-осадову „тростянецьку“ світу чи за тектонічні останці в зоні насування покрову, „вдавлені“ в нижньокрейдові пісковики. Комплексне дослідження г.Петрос та потоку Тростянець показало, що „скелі“ є олістолітами в сеноманській олістостромі, яку пропонується виділити в ранзі „шарів“ із збереженням назви „тростянецькі“. Піщана товща, що залягає на ній, ув'язується з піщаною товщею верхньої крейди-палеогену в центральній частині Буркутського покрову. Джерелом олістолітів була кордільєра, що поставляла їх на південний захід у тростянецькі шари та на північний схід — у відклади яловецької світи.

На південному сході Українських Карпат, від приток р. Боржава до р. Чорний Черемош та в районі г. Петрос, ще з XIX століття у товщі крейдових пісковиків були відомі виходи вулканітів основного складу, які в геологічному вжитку узагальнено називали діабазами. Найбільші з них знайдені в потоці Тростянець (правій притоці р. Чорна Тиса), чому вони й іменуються найчастіше „тростянецькими“. Детальне вивчення [4] показало, що вони представлені різноманітними породами спіліт-кератофірового ряду (діабазами, спілітами, кератофірами і т. ін., їх кластолавами, туфобрекчіями, туфами і туфітами). Безпосередній контакт вулканітів з навколишнім флішем, як звичайно, закритий, і це обумовило дискусію, що триває і досі, про їх походження та вік.

Чимало геологів, у тому й Z. Sujkowski [11], вважало їх третинними інтрузивно-ефузивними утвореннями. І тепер можна зустріти посилання на ці утворення як на прояви вулканізму в карпатському фліші. Однак цьому переконливо суперечить наявність у правій притоці р. Шибени численних фрагментів пластів вапняків нижньокрейдового віку, насичених ядрами амонітів, зі згідно лежачими на них сіро-зеленими діабазами. Ці утворення разом із дуже великою кількістю валунів та уламків діабазів, туфобрекчій та вапняків перебувають у полі розвитку порід буркутської світи, чітко охарактеризованого в цьому розрізі мікрофауністично як верхній альб — сеноман. Отже, виверження

вулканітів, безперечно, було під час відкладення вапняків, верхня вікова границя яких готерив — нижній барем [12]. Цьому висновку не суперечить наявність у вулканітах у багатьох місцях ксенолітів вапняків такого типу, деколи дуже значних розмірів (стр. Тростянець). Буркутських пісковиків серед ксенолітів не зафіксовано в жодному випадку, як і обпечених різновидів.

Друга гіпотеза пояснює це явище тим, що і вулканіти, і вапняки знаходять у зоні дроблення у фронті Буркутського („Поркулецького“, „Петроського“) покрову; вони нібито захоплені ним і винесені із глибини у процесі руху і насування на Чорногорський покров. Так вважали деякі тектоністи XIX століття, а пізніше — М. Беер [1], Я. Кульчицький [2], С. Круглов [6, 7] та В. Ващенко, особисті спостереження (1985).

Ці геологи не брали до уваги, що діабазы та вапняки, що їх супроводять, є не тільки поблизу від буркутського насуву, а й на значній віддалі від нього (до 3 км) у глибині однойменного покрову. Це декілька відслонень у зазначеній раніше правій притоці р. Шибени, на вододільному хребті між стр. Бальзатул та Лемського, у потоках Струнжень та Великий Керничний, у правих притоках стр. Тростянець (рис.1), на південно-західному схилі г. Петрос. (рис. 2) та в інших місцях.

Як цілком слушною можна вважати думку С. Бизової про існування у крейдовий час кордільєри, яка розділила буркутський (теригенні карбонатні осадки) та шипотський (глибоководні кремєністі осадки) басейни осадконагромадження. Вразливим місцем у теорії зриву екзотики Буркутським покровом (крім зауважень, зроблених раніше) є те, що насування відбувалося у неогені, а кордільєра існувала у крейді. Факт такого довгого (декілька десятків млн. років) стояння кордільєри навряд чи міг бути.

Заперечує цю гіпотезу також невідома для більшості геологів присутність у багатьох місцях аналогічних діабазів серед крейдових відкладів Красношорського покрову, тобто на північ від Буркутської одиниці.

Згідно з третьою гіпотезою, діабазы та пісковики, що їх містять, об'єднуються у „Тростянецьку“ світу — темноколірну вулканогенно-осадову товщу верхньоваланжин — баремського віку у складі не Буркутського, а Чорногорського (!) покрову, як помилково вважав Н. Жилівський [3]. Річ у тому, що він об'єднував в один неперервний розріз буркутські пісковики, вулканогенні породи, вапняки, темноколірні шипотські породи. Насправді ж перші й останні відокремлені насувом.

Своєрідним компромісом між двома останніми поглядами була думка М. Ломізе, що ця сіроколірна вулканогенно-осадова „тростянецька товща“ титон-валанжинського віку утворює „тектонічні лінзи“ в тілі Буркутського покрову [10].

Перегляд усього накопиченого дотепер фактичного матеріалу попередників та наші спостереження під час геолого-зйомочних робіт у 1980—1985 роках дають змогу констатувати таке: усі виходи вулканітів і вапняків, простежені в передовій частині Буркутського покрову від р. Ріка до р. Чорний Черемош — це незалежні одні від одного ізолювані тіла, оточені флішем (часто з перевагою пісковиків). Хоча безпосередніх контактів між ними у природних відслоненнях майже не спостерігалось, усе ж таки і слідів термометаморфізму у флішу також не виявлено.

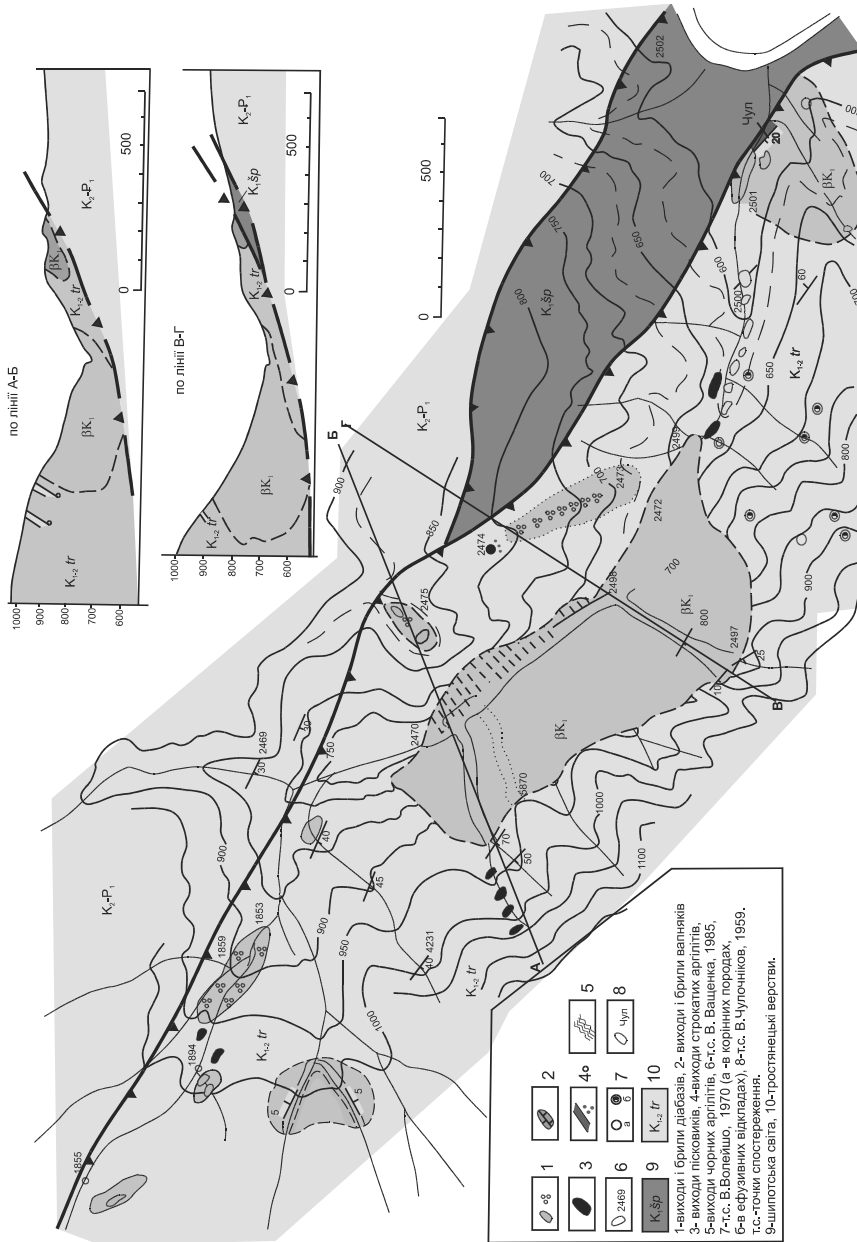


Рис. 1. Геологічна карта потоку Тростянець (В. Кузовенко, 1996 р.)

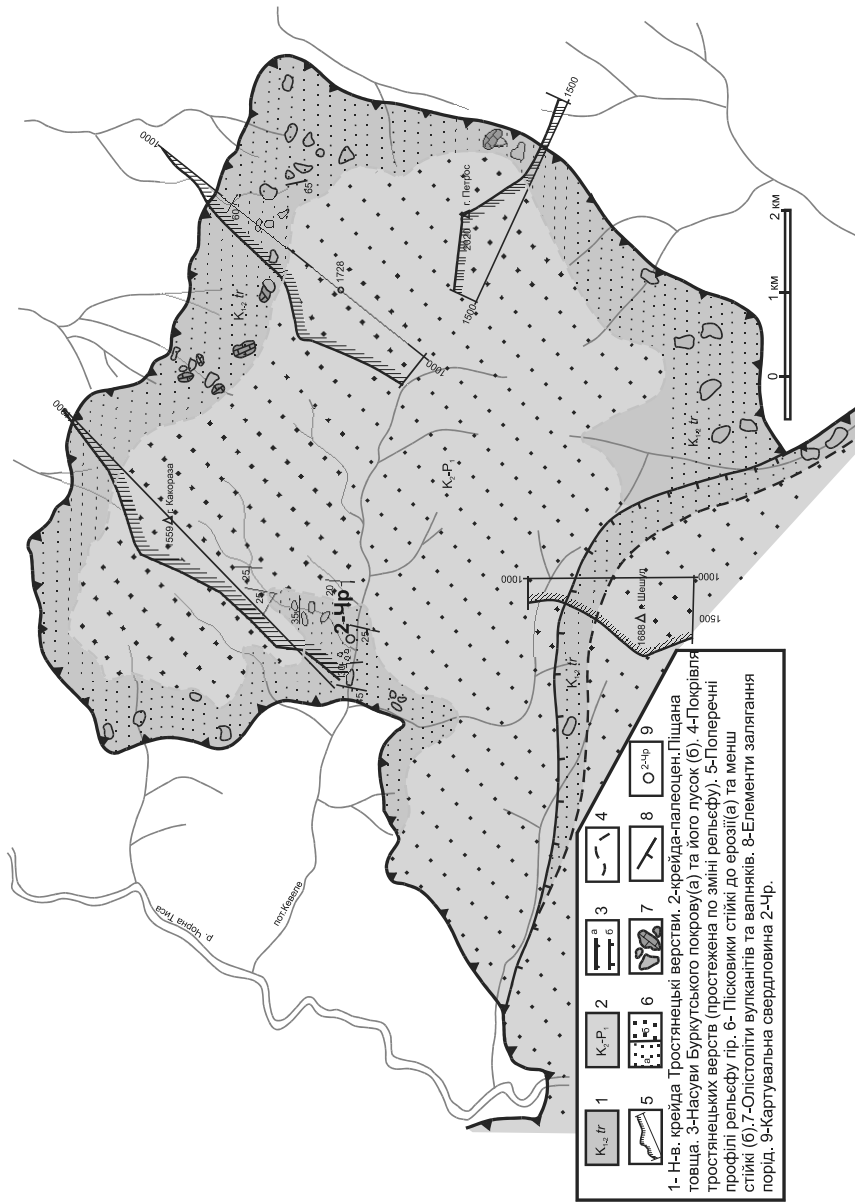


Рис. 2. Геологічна карта Петроського виступу Буркутського покриву (В. Кузовенко, В. Шлапінський, 1997).

У картувальній свердловині 2 — Черногора, пробуреній у 1985 р. в струмку Кевеле біля Ясіни (вибій — 302 м) пачки буркутських пісковиків (і-ли 0—57; 145,7—164,8; 181,5—187,0 м) чергувалися з пачками вулканогенних порід (і-ли 57,0—145,7; 164,8—181,5 м), до складу яких входили діабазы, спіліти, туфобрекчії, туфоаргіліти, конгломерати, які містили гальку діабазів та пісковики, із вкрапленнями окремих уламків діабазів. У деяких випадках на контактi осадових порід і вулканітів відзначали зім'ятість і тріщинуватість, проте на відмітці 145,7 м плямиста туфобрекчія контактувала без слідів зім'ятості з пісковиком. Наявність декількох пачок вулканітів у товщі буркутських пісковиків, конгломератів і пісковиків з уламками і галькою вулканітів відкидають гіпотезу про тектонічне походження цих утворень. До речі, велика галька діабазу (до 15 см по довгій осі) у валуні буркутського пісковика була знайдена авторами в алювії потоку Тростянець під час геологічної екскурсії 1994 р.

Проведений нами аналіз просторового розміщення досліджуваних скель показав, що вони безладно розсіяні вздовж насуву Буркутського покрову в смузі завширшки до 1,5 км (рис. 1, 2). До того ж вони зустрічаються не тільки у фронтальній лусці покрову, а й у чолових ділянках подальших за нею лусок. Відносна їхня близькість до насуву пояснюється тим, що вони переважно зосереджені в більш древніх частинах розрізу цих лусок. Про вік, буркутських пісковиків, які містять діабазы та вапняки, можна сказати так: на південному схилі г. Петрос був описаний вихід валунних конгломератів, складених слабообкатаною галькою і валунами цих екзотик. Результати визначення форамініфер (Н. Дабаган) та радіолярій (П. Лозиняк) зі зразків із буркутської товщі визначають їх вік як пізній альб—сеноман. Такий же вік цих порід з діабазами і вапняками характерний для буркутських верств і в інших місцях їх розвитку (струмки Шибени та Кевеле). Верхня вікова їхня межа поки що достеменно не відома. Можливо, вона сягає коньякського яруса. Принаймні ті дані, які одержані на даний час, спростовують уявлення про валанжинський чи навіть титон-валанжинський вік „Тростянецької“ світи та про лише ранньокрейдвий вік буркутських пісковиків петроської та подальших на південний захід лусок однойменного з пісковиками покрову. Суперечать вони і поглядам С. Круглова про вік буркутських пісковиків. На його думку, вони в усіх випадках завжди лежать нижче по розрізу, ніж строкаті аргіліти нижньосухівської підсвіти. Крім міркувань наведених раніше, це заперечується ще й наявністю строкатоколірних порід у полі розвитку буркутської товщі (струмки Стоговець і Шауль у басейні Білої Тиси). Крім того, у струмку Луковець (басейн Білого Черемоша) серед буркутських пісковиків знайдено вапняки, насичені фауною роталіпор (глоботрункан) сеноманського віку [11].

Подібна ситуація, коли глинисто-піщані крейдові утворення заміщуються по латералі на грубоуламкову товщу, трапляється і на території Польщі у Шльонській (Сілезькій) одиниці. Там чітко й недвозначно простежене заміщення потужної товщі (>1км) годульських пісковиків одновіковим строкатоколірним флішем (аналогі сухівської або яловецької світ). Як і буркутські пісковики, котрі, мабуть, формувалися поблизу однойменної кордільєри, їхні годульські аналоги утворилися подібно — джерелом зносу була Шльонська кордільєра. Розміщення тростянецької олістостроми з діабазами у фронтальній частині Буркутського покрову, а яловецької — у тилкових лусках Дуклянсько-Чорногорського — вказує, що джерелом зносу діабазів і вапняків була власне кордільєра.

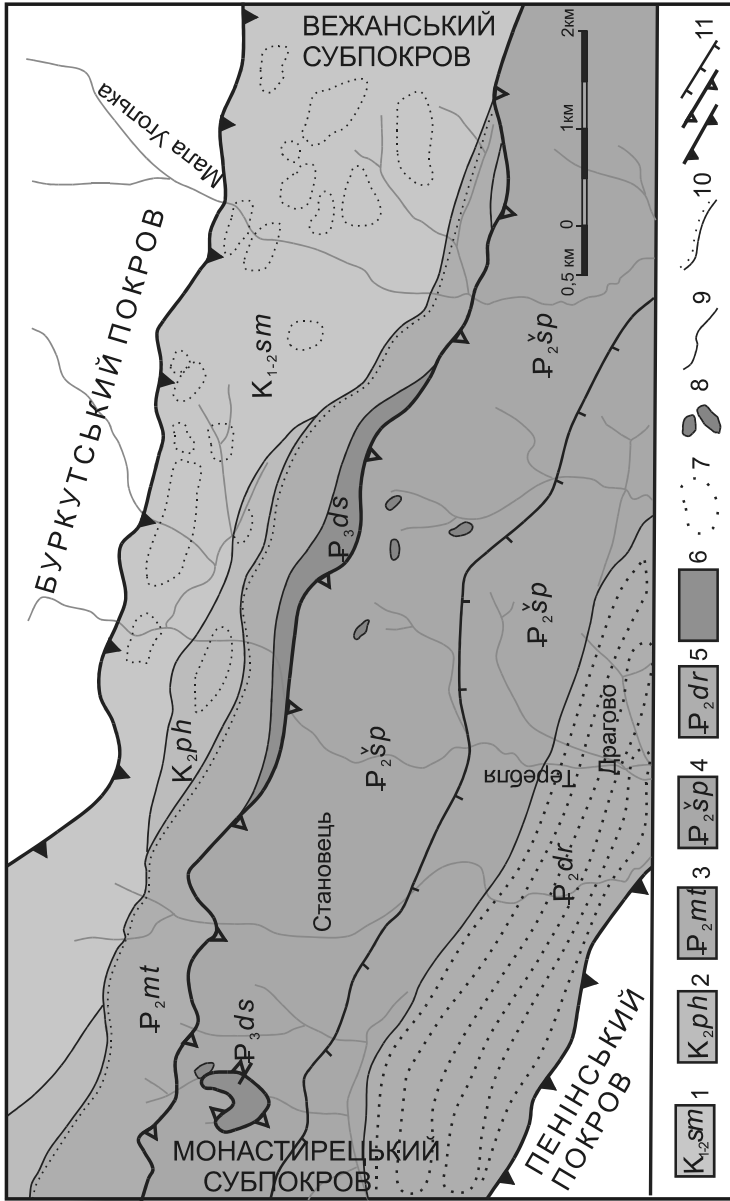


Рис. 3. Розміщення вулканогенних олістолітів у басейнах рік Ріка та Тереля. Збільшений фрагмент геологічної карти. Верхня крейда: 1 — соймунська св., 2 — пуховська св. палеоцен — еоцен, 3 — метовська св. еоцен, 4 — шолурська св., 5 — драгівська св., 6 — дусинська св., 7 — олістоліти (скелі) Вежанського субпокрову, 8 — олістоліти вулканогенних утворень у шолурській світі. Геологічні границі: 9 — нормальні, 10 — стратиграфічно незгідні, 11 — насувні.

У баремі-альбі вона розділяла білотисенський (карбонатні осадки) і спасько-шипотський (кременисті породи) басейни, але була доволі невисока (можливо, підводна) і не поставляла в них великі олістоліти. В кінці альбу в цій області почалося різке підняття, що в сеномані-коньяку досягнуло апогею. Кордільєра вийшла на денну поверхню. Зазнали інтенсивної ерозії та сповзання породи, що були в її складі, у тому й титон-валанжинські вапняки й діабазиди кам'янопотокського типу. Олістоліти і олістоплаки однаково сповзали і на південний захід, і на північний схід, але наразі в яловецькій олістостромі спостерігається менша кількість діабазових олістолітів і менших розмірів. Це пояснюється тим, що її прибережна частина разом із кордільєрою була згодом перекрита Буркутським покровом, а прибережна частина Тростянецької олістостроми, яка містить більші олістоліти, опинилася в його фронтальній частині.

В умовах повсюдного переважання у розрізі цього району одноманітних і дуже бідних фауною пісковиків знахідки в них брил діабазів набувають значення маркера. Тому олістостромову товщу, потужність якої біля г. Петрос сягає 500 м, слід виділити в ранзі „верств“, зберігши за ними назву „тростянецькі“. Їхні межі потребують дальшого вивчення. Можливо, знайдуться розрізи, де нижня межа не буде зрізана насумом, а верхня визначена чіткіше. Нами вона проведена на карті умовно, по різкій зміні фізичних властивостей пісковиків (рис. 2). У тростянецьких верствах вони слабше зцементовані, а ті, що залягають вище, різко відрізняються від них значно більшою міцністю і стійкістю до ерозії, чому і межа між ними (навіть чи виразна в натурі) чітко простежується у рельєфі поверхні на АФЗ і топокартах за зміною стрімкості схилів.

Тривалій дискусії про природу тростянецьких „скель“, очевидно, сприяла незвичайність піщаного складу основної маси олістостроми, в якій підводнозсувні явища (крім олістолітів) проявлені менш помітно, ніж у глинисто-піщаній. Слід згадати, що згодом про зсувне походження діабазових „скель“ у різний час і незалежно один від одного був висловлений (як малоймовірної гіпотези) двома прибічниками „тектонічної“ природи скель — Я. Кульчицьким [2] та В. Ващенком (1985). Розповсюдження олістолітів діабазів і вапняків не обмежується Буркутським покровом.

При проведенні геологічних зйомок у зоні зчленування Буркутського покрову та Красношорського субпокрову Дуклянсько-Чорногорської одиниці, уже в лусках останньої, були зустрінуті брили та валуни таких самих вулканітів. Вони приурочені до низів яловецької світи [вракон-сеноман-турон]. У притоках рік Вільшанка і Лужанка (басейн Тереблї) серед строкатоколірних аргілітів спостерігалися гальки спілітів і вапняків, валуни і брили діабазових порфіритів. Діаметр їх коливається від 0,3 до 2—4 м. Значна їх обкатаність свідчить про достатньо віддалене транспортування. Не викликає сумніву, що ці брили і валуни є олістолітами.

За 35 км на південний схід від цього району в басейні р. Середня Ріка серед подібних піщано-глинистих утворень, за даними В. Ващенко, зафіксовано присутність гальки, валунів та брил (розміри до 10 і більше метрів) діабазів. Ці утворення, безсумнівно, лежать у межах Красношорського субпокрову, бо віддалені від Буркутського насуму на відстань до 2,5 км.

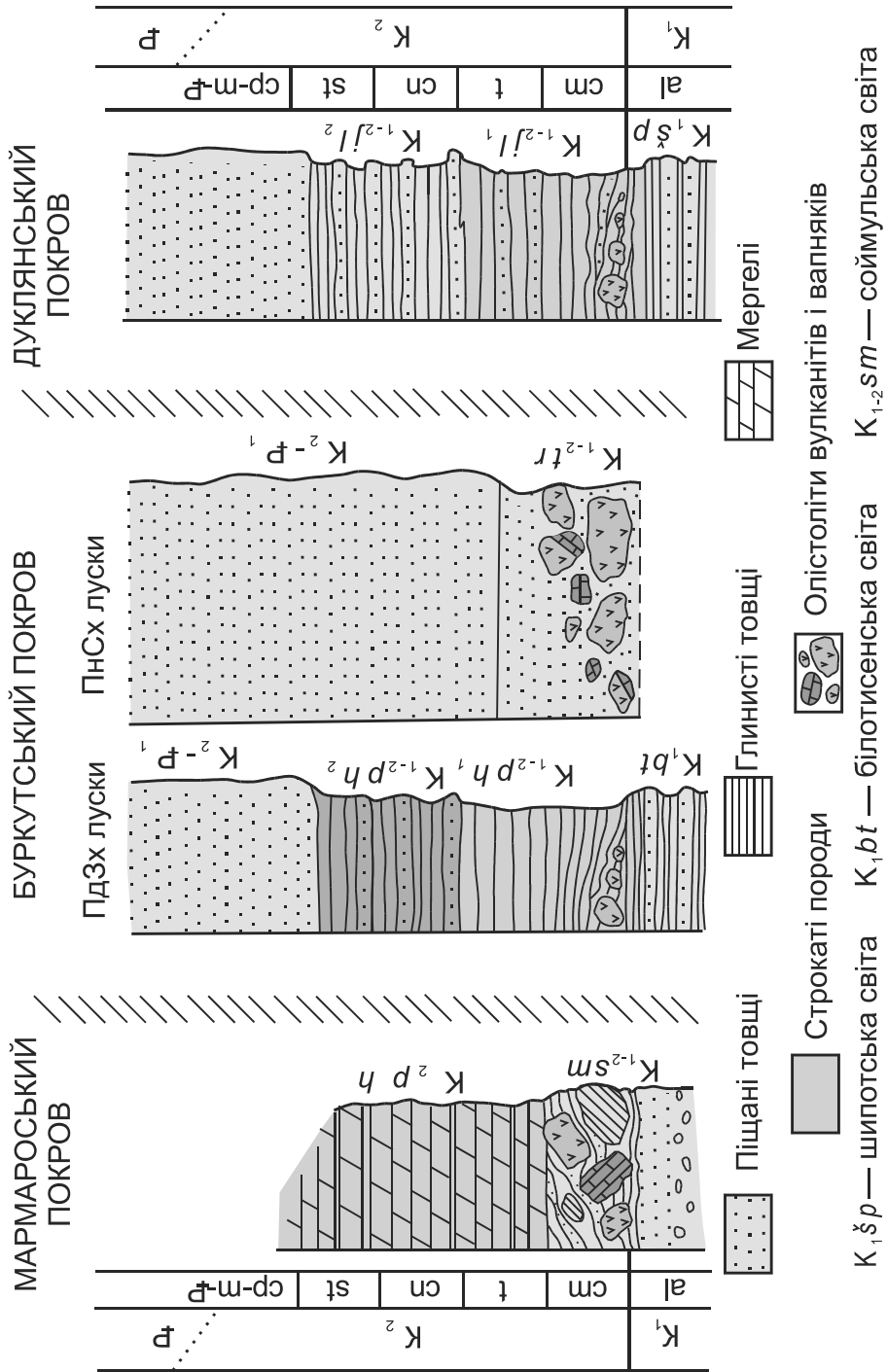


Рис. 4. Зіставлення розрізів крейдових відкладів з олістостромами.

Зустрічаються такі самі валуни (і також в олістостромі) у нижній, альб-сеноманській частині сухівської світи в південних лусках Буркутського покрову [7]. „Скелі“ аналогічних вулканітів і вапняків у Вежанському субпокрові Мармароського покрову — це олістоплаки альб-сеноманської олістостроми в соймультської світи (рис. 3).

Наведені факти підводять до думки: на рубежі нижньої та верхньої крейд (австрійська фаза складчастості) відбувалися активні тектонічні рухи, що проявилися у внутрішніх частинах Карпатської геосинклінали у виході на денну поверхню багатьох піднять (кордільєр). Останні інтенсивно руйнувалися і постачали в басейни осадконагромадження різноманітний екзотичний матеріал. Тростянецькі брили діабазів та вапняків, безсумнівно, є також олістолітами і олістоплаками в олістостромі в альб-сеноман-турон-коньянського віку (рис. 4).

ЛІТЕРАТУРА

1. *Безр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г.* Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты) // Геотектоника. — 1965. — №4. — С. 84—91.
2. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. II / М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский, А. А. Ясинская. — Львов: Вища шк., 1977. — С. 21, 22, 54.
3. *Жиловский Н. И.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Юго-западного склона Украинских Карпат: Автореф. дис. Канд. геол.-минерал. наук. — Львов: Изд-во ЛГУ, 1963. — 24 с.
4. *Круглов С. С.* Крейдові вулканічні утворення п. Тростяця у Східних Карпатах // ДАН УРСР. — 1961. — № 10. — С. 1350—1352.
5. *Круглов С. С.* О природе Мармарошских утесов Советских Карпат // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. — 1965. — № 9. — С. 41—54.
6. *Круглов С. С.* Основные черты структуры флишевого комплекса Украинских Карпат. В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. — Львов: УкрНИГРИ, 1973. — С. 26.
7. *Круглов С. С.* Основные черты строения и альпийского развития Украинских Карпат. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г-м.н. — М., 1987. — С. 18.
8. *Кузовенко В. В., Шлапінський В. Е.* О природе и условиях размещения утесов титон-неокомских диабазов в Поркулецком покрове // Seminarium: Późnojurajski i wcześnieokredowy etap rozwoju basenu Karpat Fliszowych i obszarów. — Kraków, Wrześcień 1999 r.
9. *Лозыняк П. Ю., Петрашкевич М. И.* Об олістостромовых образованиях Украинских Карпат // Proceeding reports of the XIII-th Congress of KBGA. — Poland-Kraków, 1985. — Sept. 5—10. — S. 194—196.
10. *Ломизе М. Г.* Вулканизм флишевой геосинклінали Советских Карпат // Вестник МГУ. Сер. геол. — 1975. — № 2.
11. *Sujkowski Z.* Serie szypockie na Huculszczyźnie // Prace PIG. — Warszawa, 1938. — Т. 3, Z. 2. — S. 1—105.
12. *Лещух Р. Й.* Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат — К.: Наук. думка, 1982. — 163 с.

SUMMARY**Vladilen KUZOVENKO, Volodymyr SHLAPINSKIJ****ABOUT THE NATURE AND THE POSITION OF NEOCOMIAN DIABASES IN BURKUT THRUST
OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

Volcanic rocks and Neocomian limestones traced in the front of the Burkut (Porkulets) thrust suggested before as an evidence of Neogene magmatism in the Cretaceous sandstone succession or together with it as the Valangian volcanic-sedimentary Trostianets suit or as the tectonic remnants in the zone of the thrusting of nappe intruded to Lower Cretaceous sandstones. Complex investigations in the Petros Mt area and Trostianets river have demonstrated that the klippens are olistolites in Cenomanian olistostrome. This olistostrome is proposed to distinguished as layers with the name Trostianets. Capped sandstone succession is correlated with Upper Cretaceous-Paleogene sandstones of the central part of Burkut nappe. The source of the olistolites was cordillera. The olistolites were transported both towards SW into Trostianets beds and towards NE into Yalovets suit.