

**РЕГІОНАЛЬНІ ПРОБЛЕМИ  
ЛАНДШАФТОЗНАВСТВА ТА ГЕОМОРФОЛОГІЇ**

УДК 551.4

**Микита М. М.**

*Ужгородський національний університет*

**ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ ЗАКАРПАТТЯ**

*Ключові слова:* вулканічний комплекс, стратовулкани, андезити, туфи, лавово-пірокластичні утворення, масив, межиріччя, річкова долина, ерозія, схил, морфологія

**Постановка проблеми.** Головні риси рельєфу вулканічних гір Закарпаття формують вулканічні породи, які широко поширені в складі неогенового покривного комплексу. Під вулканічним комплексом розуміють сукупність лавово-пірокластичних утворень, які просторово пов'язані з певним вулканічним центром або їх групою і відповідають усьому періоду формування вулкану або його стадії [8].

У покривному комплексі вулканічні утворення визначають характер будови та структуру Закарпатського прогину, формуючи вулканічний Вигорлат-Гутинський хребет, а в нижній частині прогину – низку ізольованих вулканоструктур, окремих моновулканів (ланцюг похованих вулканів), які різною мірою еродовані та перекриті моласою неогену або четвертинними відкладами.

Вулканічні породи займають віковий проміжок від баденію (новоселицька світа), панону до дакій–румунію (бужорська світа). Саме ці утворення розчленовані на самостійні вулканічні комплекси: великодобронський, баркасівський, чомонинський (сармат), кучавський (понт), анталівський, маковицький, матеківський, синяцький, обавський, мартинський та бужорський (дакій–румуній).

**Аналіз попередніх досліджень.** Вулканізм Закарпаття у різні роки вивчали Ф. Ріхтгофен, А. Ф. Крейц, М. Кутан, Є. Ф. Малеев, Б. В. Мерлич, С. М. Спітковська, В. П. Костюк.

У післявоєнний період геологічні дослідження значно активізувалися. З поміж робіт цього часу слід виділити працю Є.Ф. Малеева [6], у якій вчений на основі власних досліджень встановив, що вулканогенні комплекси Вигорлат-Гутинського хребта мають двох'ярусну будову, що відповідає ще одній фазі вулканізму. За Б. В. Мерlichem і С. М. Спітковською [10], перша фаза вулканізму розпочиналась утворенням спілітів, які виливались у період геосинклінального розвитку, а друга – накопиченням молас в орогенний період розвитку геосинкліналі. За запропонованими даними В.П. Костюка [5], перша фаза розпочинається формуванням сплітів і філітів при геосинклінальному режимі і закінчується накопиченням ліпарито-дацитових туфів і молас уже в орогенному етапі.

**Постановка завдання.** Основними завдання наукової статті є вивчення вулканічних комплексів Закарпаття та їх прояв у рельєфі регіону.

**Виклад основного матеріалу.** Великодобронський, баркасівський, чомонинський вулканічні комплекси формують ланцюг похованих вулканів, якому у рельєфі відповідають Косино-Біганські горби, Берегівське горбогір'я, Шаланський Гелмец, Чорна Гора.

Вигорлат-Гутинський хребет утворюють кучавський, анталівський, маковицький, матеківський, синяцький, обавський, мартинський та бужорський комплекси.

Утворення великодобронського комплексу розвинені на Косино-Біганському, Берегівському та Чопському підняттях, де формують нижні частини складних вулканоструктур. Із стратиграфічною перервою вони залягають на осадових породах верхнього баденію або нижнього сармату та перекриваються осадовими породами доробратівської й луківської світ або вулканітами баркасівського комплексу. В будові комплексу беруть участь андезити, андезито-базальти та їх туфи, які максимально розвинені в межах горондинської кальдери Великодобронського підняття [14].

У нижній частині розрізу залягають крупнопорфірові андезито-базальти потужністю до 245 м, які на периферії змінюються лейкократовими андезитами та їх туфами потужністю 55–72 м. Вище залягають гіперстенові андезити та їхні лавокласти (60–100 м), що перекриті лейкократовими андезитами та крупнопорфіровими андезито-базальтами потужністю 165 та 130 м відповідно. У верхній частині комплексу андезити перешаровуються із їхніми туфами потужністю 130–250 м. Загальна потужність комплексу становить до 850 м [1].

У Чопському вулкані нижня частина розрізу сформована головно андезито-базальтами, іноді їх туфами, а верхня – андезитами та їх туфами.

На Берегівському піднятті породи комплексу зафіксовані тільки в нижній частині розрізу квасівської кальдери, де перешаровуються різнопорфірові, часто лейкократові, андезити та їхні туфи потужністю від 4–135 до 2–65 м відповідно. Загальна потужність порід великодобронського комплексу становить до 850 м. Їх вік визначається тим, що в підшві комплексу трапляються лінзи осадових порід із мікрофауною нижнього сармату [13].

Баркасівський комплекс виділений на великодобронському піднятті, де формує споруду однойменного вулкану, а також на Берегівському піднятті та схилах Чопського вулкану. Породи комплексу залягають із стратиграфічною перервою на великодобронському комплексі, осадових відкладах баденію та новоселицьких туфах і перекриваються чомонинським комплексом.

Баркасівський вулкан овальної форми (15x9 км), витягнутий у субширотному напрямі та обмежений розломами у вигляді дуги. В центральній його частині виділяються неки андезито-дацитів та низка дрібних центрів ерупції, які сформували на схилах вулкану екструзії ліпаритів і дацитів. Утворення комплексу розчленовані на три пачки. Нижня пачка представлена переважно туфами змішаного складу, вулканоміктовими породами та гіперстеновими андезито-дацитами потужністю до 100 м. У середній пачці розвинені пемзові туфи ріолітів і туфіти потужністю близько 43 м, а верхня утворена ріолітами та їх туфами. Потужність комплексу в баркасівському вулкані коливається від 50–250 до 650 м.

Максимально утворення баркасівського комплексу розповсюджені на Берегівському піднятті. Нижня частина комплексу сформована ріолітовими туфами та ксенотуфами з малопотужними прошарками теригенних порід. Їхня потужність зростає з півночі на південь від 1 до 950 м. Ця товща є основним продуктивним горизонтом Берегівського рудного поля. Середню частину комплексу на Берегівському піднятті складають ріолітові туфи з лінзами теригенних порід потужністю до 260 м. У верхній частині розвинені куполи та потоки ріолітів, перлітів, їхніх лавобрекчій, туфів та туфітів потужністю 320–350 м.

У межах Квасівської та Каліменської кальдер верхню частину комплексу формують андезити, андезито-дацити потужністю до 260 м, що не мають аналогів у баркасівському вулкані. Загальна потужність комплексу становить понад 1200 м.

Вік баркасівського комплексу визначається за мікрофауною, яка виявлена в лінзах теригенних порід серед вулканітів. На підставі цього породи комплексу

відносять до нижнього та початку середнього сармату і зіставляють із верхньою частиною доробратівської, луківської та нижньою частиною алмашської світ [1].

Чомонинський комплекс виділений у районі с. Чомонин. Відклади комплексу поширені на Шаланському, Чікоському та Дрисинському підняттях. Його формують андезито-базальти та їх туфи, які із стратиграфічною перервою залягають на утвореннях луківської, алмашської світ або на баркасівському комплексі і перекриваються породами ізівської світи панону або чопської світи четвертинного періоду [14].

У районі Чомонина залягає покрив крупнопорфірових гіперстен-авгітових андезито-базальтів із лінзами їх туфів потужністю 280 м. На Шаланському піднятті поширені перешарування двопіроксенових андезитів (10–170 м) та їх туфів (30–90 м) загальною потужністю 580 м. Подібні утворення трапляються у районі Чікоша та Дрисина потужністю 150–350 м. Вік чомонинського комплексу датується початком середнього сармату [8, 13, 14].

Кучавський вулканогенний комплекс виділений у передгір'ях Вигорлат-Гутинського хребта, де складає споруди Кучавського та Жуківського вулканів. Поширений він також у басейні рік Іршави, Синявки, Боржави, на правобережжі р. Ріки, в долині р. Тиси й у районі “Хустських воріт”.

Комплекс утворений андезитами, андезито-базальтами, їхніми туфами, що залягають на теригенних відкладах доробратівської, ізівської, луківської або алмашської світ і перекриваються вулканічними утвореннями матеківського комплексу або теригенними – ільницької світи.

Стратотип кучавського комплексу виділений у районі с. Кучава, в розрізі якого описані перешарування потоків лав середньо- та крупнопорфірових андезито-базальтів (10–77 м) та їхніх туфів (16–35 м) загальною потужністю до 400 м, що складають споруду Кучавського вулкану.

Крім того, утворення комплексу відомі в межах екструзивно-купольних структур гори Чернеча, які складені андезитами, іноді андезито-дацитами, ріолітами та їхніми туфами. Значного поширення набули відклади комплексу, що представлені туфами андезитів потужністю 56 м, які простягаються вузькою смугою на схід від Кучавського вулкану до с. Негрово.

У межах басейну рік Іршави, Синявки, Боржави, Ріки та “Хустських воріт” вулканічні центри кучавського комплексу не зафіксовані і тільки передбачаються в периферійних частинах кальдери Мартинський Камінь та хребта Тупий [11]. Тому тут переважають туфи та вулканоміктові породи. Понтичний вік комплексу визначається його розташуванням у розрізі між фауністично схарактеризованими відкладами нижнього-середнього сармату, нижнього панону та ільницькою світою [8].

Вигорлат-Гутинський хребет складають вулканічні породи, які звичайно картувались у складі гутинської та бужорської світ [4], а потім були розчленовані на низку вулканічних комплексів [2, 8, 14]. В межах хребта це анталівський, маковицький, матеківський, синяцький, обавський, мартинський і бужорський комплекси.

Анталівський вулканічний комплекс виділений на г. Анталівська Поляна, яка є великим стратовулканом [4]. Він утворений андезитами, андезито-дацитами, ріолітами та їхніми туфами [8]. Крім Анталівської, цей комплекс повністю формує вулканоструктуру Попричний, нижню частину розрізу вулканоструктур Маковиця, Хотар і Синяк.

З кутовим неузгодженням породи анталівського комплексу залягають на юрських, крейдових та палеогенових відкладах Пенінської зони і Магурського покриву, а з стратиграфічною перервою – на теригенних відкладах неогену:

терєблінській, солотвинській, тересвенській, доробратівській, луківській та алмашській світах і частково перекриваються відкладами верхньої частини ільницької світи [1].

У підшві комплексу на північно-східному схилі Попричного залягає горизонт ріодацитів, їхніх туфів та туфітів із гранатом потужністю до 60 м (аналог гажинських туфів Словаччини). Вище залягають туфи андезитів із малопотужними потоками лав (1–15 м). Потужність пачки збільшується від периферії (15 м) до центральної частини вулканоструктури Попричний (200–400 м). Над ними залягають дрібнопорфірові андезити, які поширені на всій площі Попричного та в нижній частині розрізу Анталівського вулкану. Їх максимальна потужність спостерігається в центральних частинах споруд і становить 200–260 м. Крім потоків, вони часто утворюють еруптивні тіла, які розвинені не тільки в центрі вулканоструктур, але і на периферії (в кар'єрі Камениця). Розріз представлений дрібно- та середньопорфіровими двопіроксеновими андезитами і їх туфами, які широко розвинені на Анталівському і Попричному вулканах. Слід зауважити, що в центрі структур у розрізі пачки переважають лави та агломератові туфи. Потужність пачки тут становить 350–450 м. До периферії кількість лавових потоків і їх потужність зменшується, грубі туфи переходять у лапіллієві гравійні та псамітові, появляються туфіти, потужність пачки тут сягає 100 м. Розріз комплексу завершують лавові потоки різнопорфірових андезитів, які падають переклінально, виположуючись до периферії структур. Їхня потужність зменшується від 200 м у центрі г. Анталівська Поляна до 55–15 м у районі м. Ужгород, де вони перекриті вугленосними відкладами ільницької світи [1].

Крім Попричного та Анталівського, породи комплексу розвинені і на схилах інтрузивно-купольної структури Остра, де поблизу с. Кібляри відомі гранатові туфи, що залягають на осадових відкладах нижнього сармату [8]. Зустрічаються вони і в центральних частинах Хотарської та Синяцької вулканоструктур [1, 4]. Загальна потужність комплексу становить 700 м [2, 4].

Вік порід анталівського комплексу дискусійний. Відповідно до “Стратиграфической схемы неогеновых отложений...” (Київ, 1993), породи комплексу віднесені до дакійського та румунського ярусів пліоцену [8]. Водночас, на Словацькій частині Вигорлату, за новими даними визначення абсолютного віку порід, їх аналоги зараховані до верхнього бадену–понту, що підтверджується і перекриттям їх осадовими породами сармату та нижнього панону [18]. Такі ж дані стосовно віку порід комплексу одержані геологами Закарпатської геологорозвідувальної експедиції (ЗГЕ) [16].

Маковицький вулканічний комплекс виділений на вулкані Маковиця, який накладений на північно-східний сегмент Анталівського стратовулкану [2]. Комплекс складений головно середньопорфіровими двопіроксеновими або гіперстеновими андезитами, іноді андезито-базальтами та туфами андезитів. Відклади з кутовим неузгодженням залягають на палеогенових породах магурського флішу, а з стратиграфічною перервою – на породах анталівського комплексу. Андезити залягають периклінально, потужність потоків становить 5–100 м, їхніх туфів – до 5–15 м. Загальна потужність комплексу понад 500 м. Крім Маковицького вулкану, породи комплексу виділяють у вулканоструктурі Хотар до району сіл Кібляри–Гойдош та вздовж північно-західного сегменту Синяка до с. Порошково. Вік порід комплексу прийнятий у межах дакій–румунського ярусів пліоцену [8].

П.В. Короновський (1963) у басейні р. Матекова вулканоструктури Синяк виділив матеківський вулканічний комплекс. Також його відклади відомі в структурах Дехманів, Хотар, Мартинський Камань, Тупий, Фрасин і в хребті Хат, між селами Ділок і Сільце [1, 8]. Породи комплексу залягають на відкладах

анталівського, маковицького, кучавського і перекриваються утвореннями синяцького, обавського або бужорського комплексів. Але на північно-східній та східній периферії структур Синяк, Дехманів, Бужора, Тупий і Фрасин вони часто лежать безпосередньо на відкладах юри, крейди, палеогену або на моласових відкладах баденію–сармату (від тересвинської до алмашської світ) та нижнього панону [1].

Відклади матеківського комплексу представлені андезитами, андезито-базальтами, їхніми туфами, лавобрекчіями, туфитами потужністю від десятків до сотень метрів. При цьому в центральних частинах вулканоструктур переважають лави та вулканоміктові туфи, а ближче до периферії – дрібноуламкові туфи та вулканоміктові утворення.

Повний розріз комплексу описаний геологами ЗГЕ в свердловині біля с. Чабин [8]. Тут на андезитах маковицького комплексу залягають туфоконгломерати потужністю 38 м, крупнопорфірові андезито-базальти, їхні лавобрекчії – 24 м, дрібнопорфірові андезити – 40 м, перешарування дрібнопорфірових андезитів і їх туфів – 153 м, перешарування середньопорфірових андезитів, андезито-базальтів та їх лавобрекчій – 165 м, перешарування агломератових, псефіто-псамітових та пелітових туфів андезиту (2–47 м) та потоків лави андезитів, їх лавобрекчій (20–33 м) – 216 м. Вище залягають лави крупнопорфірових андезитів обавського комплексу [1].

Слід зауважити, що в структурах Мартинський Камінь, Тупий і Фрасин вчені виділяють дві пачки відкладів [11]. Нижня пачка сформувалася у водному середовищі, що особливо властиво для периферійної зони, де в розрізах переважають вулканоміктові конгломерати, туфогравеліти і туфопісковики з незначною кількістю малопотужних прошарків дрібнозернистих лавових потоків. У центральних зонах вулканоструктур на цьому рівні переважають потоки двопіроксенових андезито-базальтів.

Верхня пачка комплексу розвинена в межах усіх вулканоструктур і часто виходить на поверхню. В складі пачки переважають туфи андезито-базальтів та андезитів, решта виповнена потоками олівінових андезито-базальтів, що змінюються вверх по розрізу дрібнопорфіровими андезито-базальтами та їх лавобрекчіями. Загальна потужність матеківського комплексу близько 800 м [11].

Вік порід комплексу також залишається дискусійним. За “Стратиграфической схемой неогеновых отложений...” (1993), його відносять до дакійського та румунського регіорусів [1]. Але абсолютний вік порід комплексу в межах території дослідження становить  $12,2-9,3 \pm 0,35$  млн. р., що відповідає верхній частині сарматського–нижній частині панонського регіорусів [1]. Схожі утворення в Румунії датують паноном [15], а в Словаччині – верхнім паноном.

Синяцький вулканічний комплекс теж виділив П.В. Короновський (1963) у межах однойменної структури. Його відклади встановлені у вулканоструктурі Дехманів, на північно-східному схилі Хотару, північній частині Мартинського Каменю, в Іршавській кальдері, хребті Тупий та на Чорній Горі, де вони формують південну частину структури Товстий–Тупий і прилеглу частину структури Фрасин. Комплекс утворений дацитами, ріодацитами, андезито-дацитами, андезитами, іноді ріолітами та їх туфами.

У масиві Синяк породи комплексу нерівномірно залягають на відкладах матеківського, іноді кучавського комплексів та не виходять за межі кальдерного розлому. В нижній його частині залягають куполи, субвулканічні тіла змінного складу (від ріодацитів до андезито-дацитів), за майже цілковитої відсутності експлозійних фацій. Потужність цієї частини розрізу становить близько 400 м. Верхня частина комплексу, яка поширена також на схилах структури Дехманів,

утворена середньопорфіровими, двопіроксеновими й олівін–гіперстеновими андезитами та їх лавобрекціями з малопотужними прошарками туфів андезиту потужністю до 300 м [1].

У межах масивів Великий Діл і Тупий в складі комплексу виділяють нижню (туфогенну) та верхню (лавову) пачки. Нижня пачка, на північній периферії вулканоструктури Мартинський Камінь, залягає безпосередньо на утвореннях Мармароської та Пенінської зон, а на території хребта Тупий – на породах Матеківського комплексу. Вона складена псефіто-псамітовими та агломератовими туфами ріолітів, ріодацитів, андезито-дацитів, туфоконгломератами і туфітами. Потужність окремих різновидів порід від 0,2–0,3 м до 5–7 м. Загальна потужність пачки від 20–25 м в Іршавській структурі до 240 м на правобережжі р. Тиси [7]. Порооди верхньої пачки найбільш поширені в південній частині хребта Тупий. Вони представлені середньопорфіровими гіперстеновими андезито-дацитами з малопотужними лінзами псефітових туфів. Андезито-дацити формують низку пологих шатрових структур, які зливаються в єдиний потужний лавовий покрив максимальною потужністю 280 м (с. Рокосово). Загальна потужність синяцького комплексу близько 700 м.

Обавський вулканічний комплекс виділений, як заключний у стратовулкані Синяк. Також його породи формують привершинну частину гори Дехманів, південний схил хребта Хат та центральну частину вулканоструктури Тупий (привершинні частини гір Товстий Верх, Китиця, Тупий), які залягають на утвореннях матеківського або синяцького комплексів. Складений він головно покривами двопіроксенових андезито-базальтів або мікропорфіровими олівіновими базальтами з лінзами їхніх туфів. У структурі Синяк комплекс формують два потужних потоки середньо-крупнопорфірових андезитів та андезито-базальтів, у підшві яких залягають туфи андезитів потужністю 15–25 м. Від центрів у районі гір Дунаука і Обавський Камінь потоки охоплюють структуру центрального кратера та полого падають від нього. Західний із потоків утворює вузький “язик”, що простягається на 20 км від вершини г. Плишки до долини р. Латориці. Потужність комплексу тут становить 350 м [1].

На південних схилах г. Дехманів та на хребті Хат ерозійні останці порід комплексу потужністю до 10–25 м складені крупнопорфіровими андезитами та андезито-базальтами. Загальна потужність обавського комплексу становить близько 550 м. Абсолютний вік порід, який визначений калій–аргоновим методом, –  $12,1 \pm 1,2$  млн. р. [12].

Зважаючи на те, що породи обавського комплексу завершують споруди багатьох вулканоструктур і залягають на утвореннях матеківського та синяцького комплексів, вік їх вважається дакій–румунським [7].

Мартинський вулканічний комплекс виділив Е.М. Титов у межах однойменної вулканоструктури з центром на вершині г. Мартинський Камінь [12]. Його утворення залягають на породах матеківського або синяцького комплексів. Незначною мірою вони розвинені на північній периферії Бужорської структури, де крайові фації перекриваються потужними відкладами бужорського комплексу. В будові комплексу беруть участь андезито-базальти, андезити, їхні туфи та лавобрекції.

У межах кальдери Мартинський Камінь у складі комплексу виділяють три пачки [12]. Нижня пачка, яка залягає на утвореннях матеківського комплексу, складена вулканоміктовими туфоконгломератами, туфогравелітами та олівіновими андезито-базальтами потужністю до 170 м. Середня пачка представлена лейкократовими андезито-базальтами потужністю до 150 м, які розвинені в північній частині кальдери. В східній частині вулканополу Явір у

складі пачки переважають плагіоандезити та їх туфи потужністю 150–170 м. Верхню пачку складають крупнопорфірові плагіоандезити та їх туфи потужністю до 150 м. Загальна потужність мартинського комплексу становить 700 м. Абсолютний вік крупнопорфірових андезитів комплексу в районі с. Брід становить  $12 \pm 0,6$  млн. р. і датується дакій–румунієм [12].

Бужорський вулканічний комплекс, виділений також Е.М. Титовим, формує однойменну вулканоструктуру з центром у районі г. Бужори [12]. Він залягає у верхній частині вулканоструктури Фрасин на лівобережжі р. Тиси та локально розвинений у межах вулканоструктури Явір. На північний схід від г. Бужора його породи незгідно залягають на утвореннях мартинського комплексу та вздовж східної периферії Бужорської структури, перекривають крейдові та палеогенові товщі, а в структурі Фрасин – вулканічні породи матеківського комплексу.

У складі бужорського комплексу перешаровуються базальти, андезито-базальти та андезити з їх туфами. В басейні р. Синявки та на схилах хребта Великий Діл комплекс розділяють на три пачки [12].

Нижня пачка представлена псефіто-псамітовими туфами, туфітами потужністю до 10 м, на яких лежать два потоки двопіроксенових андезито-базальтів, розділених малопотужною лінзою туфу та потужний горизонт перешарування псефітових та агломератових туфів, що вміщують до 15 потоків лав олівінових базальтів й андезито-базальтів. Загальна потужність пачки становить 420 м. У складі середньої пачки комплексу беруть участь потоки середньопорфірових двопіроксенових андезито-базальтів, які перешаровуються олівіновими та двопіроксеновими різновидами андезито-базальтів та їх туфів, загальною потужністю 400 м. Верхня пачка бужорського комплексу утворена потоками лав чорних скловидних двопіроксенових андезито-базальтів та гіалобазальтів із малопотужними лінзами їх туфів. Загальна потужність комплексу сягає 600 м [7]. Абсолютний вік порід бужорського комплексу за калій–аргоновим методом (поблизу г. Бужори) становить  $12,75 \pm 0,1$  млн. р. [12].

Відзначимо невідповідність у віці вулканічних порід Вигорлат-Гутинського хребта за затвердженою “Стратиграфической схемой ...” (1993) та даними лабораторії м. Дебрецена (Угорщина).

За першою, вік порід Вигорлат-Гутинського хребта датується дакій–румунським регіоярусом. Він був обґрунтований за наявністю у відкладах ільницької світи прісноводної фауни гастропод та конодонтів [3]. Але, на думку багатьох спеціалістів – біостратиграфів [9], таке обґрунтування віку є некоректне, оскільки прісноводна біота тут може свідчити лише про особливі фаціальні умови формування ільницької світи. До того ж у її стратотипі, в районі Ільницького буровугільного родовища, вона залягає над породами вулканічного матеківського комплексу.

За даними лабораторії м. Дебрецена (Угорщина), одержаних на основі результатів радіологічного аналізу вулканітів Карпато–Балканського регіону, вік вулканічних порід Вигорлат-Гутинського хребта, як і вулканітів Словаччини та Румунії [15–17], зараховано до панону або сармат–панону. Схожі дані віку цих порід встановлені Закарпатською геологорозвідувальною експедицією [16].

Отже, існують підстави для перегляду Стратиграфічним комітетом віку цих порід і в межах Закарпаття із унесенням відповідних коректив в сьогodнішні стратиграфічні схеми. А щодо вулканічних порід дакій–румунського віку, то вони справді існують у Південних Карпатах, де їх абсолютний вік, визначений в цій же лабораторії м. Дебрецена, становить 5–3,5 млн. р. [17].

**Висновки.** Резюмуючи вище вкладений матеріал, відзначимо, що на території Закарпаття виділяють декілька вулканічних комплексів, які є різними як

за складом, розташуванням, так і за часом утворення. Поховані вулкани на низовинні формують великодобронський, баркасівський, чомонинський вулканічні комплекси. Їх вік датується початком середнього сармату. Передгір'я Вигорлат-Гутиського хребта складають породи кучавського вулканічного комплексу, які в часовому проміжку відповідають середньому сарматі–нижньому панону. В межах Вигорлат-Гутинського хребта виділяється анталівський, маковицький, матеківський, синяцький, обавський, мартинський і бужорський комплекси. Вік вулканічних порід Вигорлат-Гутинського хребта зараховано до панону або сармат–панону, хоча існують неузгодженості із відомостями “Стратиграфической схемы ...” (1993) та даними лабораторії м. Дебрецена (Угорщина) і Закарпатської геологорозвідувальної експедиції.

#### Список літератури

1. Державна геологічна карта України. Серія Карпатська. Аркуші М-34-XXIX (Сніна), М-34-XXXV (Ужгород), L-34-V (Сату Маре). Пояснювальна записка / [упоряд. Мацьків Б. В., Ковальов Ю. В., Пукач Б. Д., Воробканич В. М.]. – К., 2001. – 151 с.
2. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-34-118-В и М-34-130-А. (Глубинное геологическое строение западной части Оленево-Дубриничской зоны) / [Зобков А. В., Лискевич Я. Б., Кунда З. А. и др.]. – Берегово, 1974. – 324 с.
3. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов М-34-133-Г; L-34-II/В. (Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:25000 и 1:50000, выполненных Вышковской ГСП в 1966-1968 г.г.) / [А.В. Зобков, Ю.Н. Скатынский и др.]. – К., 1969. – 284 с.
4. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-34-129-А,Б и М-34-117-Г : отчет о геологосъёмочных и геофизических работах масштаба 1:50000, выполненных Перечинской ГСП и геофизпартией в 1969–1972 гг.) / [Зобков А. В., Лискевич Я. Б., Кунда З. А. и др.]. – Берегово, 1972. – 167 с.
5. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат / В. П. Костюк. – К. : Вид-во АН УРСР, 1961. – 157 с.
6. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья / Е. Ф. Малеев. – М : Наука, 1964. – 251 с.
7. Геологічне довивчення площ масштабу 1 : 200 000 Рахівської групи аркушів М-34-XXXVI, М-35-XXXI, L-34-VI, L-35-I (в межах України) на площі 12100 кв. км (1997–2006 рр.) / [упоряд. Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Пастуханова С. Н., Воробканич В. М.]. – К., 2006. – 315 с.
8. Звіт про геологічне довивчення території масштабу 1 : 200 000 планшетів М-34-XXIX, М-34.-XXXV, L-34-V (Ужгородська група листів) / Мацьків Б. В., Зобков О. В., Ковальов Ю. В. та ін. –Берегово, 1996. – 413 с.
9. Проблемы стратиграфии неогена Средиземноморья / Меннер В. В., Невеская Л. А., Габуния Л. К. и др. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1976. – т. LI (5). – С. 7–19.
10. Мерлич Б. В. Особенности верхнеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья / Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1965. – №9. – С. 55–68.
11. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:25000 в пределах листов М-34-131-В-а, б, в, г; М-34-143-А-б, г; М-34-143-Б-а, в (Вигорлат-Гутинская гряда) (проведенном в 1985–1990 г.г.) / [сост. Мацьків Б. В., Ковалев Ю. В., Павлюк В. А. и др.]. – Берегово, 1990. – 247 с.
12. Отчет по доизучению геологического строения ранее заснятых площадей в масштабе 1:50000 территории листов М-34-131-А, В, Б (Бужорская группа листов за 1977–1980 г.г.) / [сост. Приходько М. Г., Титов Э. М. и др.]. – Львов, 1980. – 226 с.
13. Отчет по крупномасштабному глубинному геологическому картированию в пределах листов М-34-141-Б; -142-А-В; -142-Б-в,г (Береговский рудный район) за 1981–1985г.г. [сост. М. Г. Приходько и др.]. – Берегово, 1985. – 277с.
14. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Мукачевской вулcano-тектонической депрессии Закарпатья: (отчет о ГДП в масштабе 1:50000 территории листов М-34-129-В, Г и М-34-130-В-Г), выполненного Мукачевской ГСП и Закарпатской ГФП в 1972–1975г.г.) / [Титов З. М., Титова, В. И. Кречковский З. С. и др.]. – Берегово, 1975. – 149 с.
15. Kovacs M. K-Ar study of neogene volcanic rocks from the OaU mts. (East Carpathians, Romania) / Kovacs M., Pecskav Z., Criahn M. // Revue Romaine de geologie. – 1997. – T. 41. – S. 19–28.
16. K-Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine / Pecskaj Z., Seghedi I., Downes H. et al. // Geol. Carpathica. – 2000. – 51,2. – S. 83–89.
17. K-Ar datings of Neogene –

Quaternary alkaline volcanic rocks in Romania / Pecskay Z., Edelstein O., Seghedi I. et al. // Acta vulcanologica. – 1995. – Vol. 1955. – P. 53–61. **18.** Zec B. Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatskych a Humenskych vrchov / B. Zec – Bratislava : GÚDŠ, 1997. – 254 s.

**Микита М.М. Характеристика вулканічних комплексів Закарпаття.** Розглянуто особливості будови вулканічних комплексів Закарпаття. Встановлено, що великодобронський, баркасівський і чомонинський вулканічні комплекси, які складені андезитами, ріолітами та їх туфами, формують ланцюг похованих вулканів, якому в рельєфі відповідають Косино-Біганські пагорби, Берегівське горбогір'я, Шаланський Гелмець і Чорна гора. Вигорлат-Гутинський хребет формують андезити, андезито-базальти, базальти, андезито-дацити, дацити та їх туфи кучавського, анталівського, маковицького, матеківського, синяцького, обавського, мартинського та бужорського комплексів.

*Ключові слова:* вулканічний комплекс, стратовулкани, андезити, туфи, лавово-пірокластичні утворення, масив, межиріччя, річкова долина, ерозія, схил, морфологія.

**Mykyta M.M. Characteristics of volcanic complexes in Transcarpathia.** Features of the structure of the volcanic complex of Transcarpathia are considered. Established that velykodobron, barkasovo and chomonyn volcanic complexes, which are composed by andesites, rhyolite and its tuffs form a chain of buried volcanoes, which is corresponded in relief by Kosyno-Bihan hills Berehovo Hill Ridge, Shalanian Helmets and Chorna Hora. Vygortat-Hutyn ridge is formed by andesite, andesite-basalt, basalt, andesite-dacites, dacites and their tuffs of kuchavian, antalovian, makovian, matekovian, synyakian, obavian, martynian and buzhorian complexes.

*Keywords:* volcanic complex, stratovolcanoes, andesites, tuffs, lava-pyroclastic formations, array, interfluvium, river valley, erosion, slope, morphology.

**Микита М.М. Характеристика вулканічних комплексів Закарпаття.** Рассмотрены особенности строения вулканических комплексов Закарпаття. Установлено, что великодобронский, баркасивский и хомонинский вулканические комплексы, составленные андезитами, риолитами и их туфами, формируют цепь похороненных вулканов, которому в рельефе соответствуют Косино-Биганские холмы, Береговское холмогорье, Шаланский Гелмець и Черная гора. Выгорлат-Гутинский хребет формируют андезиты, андезито-базальты, базальты, андезито-дациты, дациты и их туфы кучавского, анталивского, маковицкого, матекивского, синяцкого, обавского, мартинского и бужорского комплексов.

*Ключевые слова:* вулканический комплекс, стратовулканы, андезиты, туфы, лавово-пірокластическіе образования, массив, междуречья, речная долина, эрозия, склон, морфология.

**Надійшла до редколегії 27.10.2014**

УДК 551.435.8/551.44 + 627.18

**Коржик В.**

*Національний природний парк «Хотинський»*

### **КАРСТОВА ПРОВОКАЦІЯ ПЕРЕРОБКИ БЕРЕГІВ ДНІСТЕРСЬКОГО ВОДОСХОВИЩА**

**Ключові слова:** карст, переробка берегів, Дністер, водосховище, моніторинг

**Суть проблеми.** Дністерський каньйон є сукупністю унікальних ландшафтів, де парагенетичність і парадинамічність геокомплексів визначаються діяльністю ріки. Глибина врізання русла відносно сусідніх платоподібних ділянок верхніх терас становить 100 – 150м, а стрімкість схилів коливається від 5<sup>0</sup> на випуклих ділянках меандр до 90<sup>0</sup> в самих дністерських «стінках», які є характерним елементом рельєфу долини і його специфічним маломірним ландшафтом.