

**Трофімова О.О. Сельовий ризик: оцінювання та управління.** Окреслено актуальність проблеми оцінювання ризиків прояву сельових явищ. Охарактеризовані основні критерії та показники, які доцільно використовувати при оцінюванні сельових ризиків. Проаналізовані етапи визначення сельових ризиків. Відображено важливість використання інформації про ризики прояву селів при плануванні і реалізації комплексу протисельових заходів. Сформульовані головні напрями управління сельовими ризиками.

*Ключові слова:* сель, сельове явище, сельовий ризик, оцінювання, управління.

**Trofimova O. Mudflow risk: assessment and management.** The relevance of problem the risks assessment manifestations of mudflow phenomena is determined. The basic criteria and indicators that should be used in assessing the mudflow risks are characterized. The stages of definition of mudflow risks are analyzed. The importance of using information about risks of manifestation the mudflows in the planning and implementation of a complex measures against the mudflow is displayed. The main directions of mudflows risk management are defined.

*Keywords:* mudflow, mudflow phenomena, mudflow risk, assessment, management.

**Трофімова Е.А. Селевой риск: оценка и управление.** Определена актуальность проблемы оценки рисков проявления селевых явлений. Охарактеризованы основные критерии и показатели, которые целесообразно использовать при оценке селевых рисков. Проанализированы этапы определения селевых рисков. Отражена важность использования информации о рисках проявления селей при планировании и реализации комплекса противоселевых мероприятий. Сформулированы основные направления управления селевыми рисками.

*Ключевые слова:* сель, селевое явление, селевый риск, оценка, управление.

*Надійшла до редколегії 07.10.2013*

УДК 551.4

**Микита М. М.**

*Ужгородський національний університет*

## **ТЕКТОНІКА ВУЛКАНІЧНИХ ГІР ЗАКАРПАТТЯ**

*Ключові слова:* тектоніка, вулканічні гори, вулканоструктури, розлом, вулканічний комплекс, відклади

**Постановка проблеми.** Вулканічні гори Закарпаття утворились у межах Закарпатського внутрішнього прогину, який є молодію пізньоальпійською (неогеновою) депресією, накладеною на Внутрішньокарпатський гетерогенний фундамент, що сформувався унаслідок підняття гірської споруди Карпат. На думку багатьох дослідників, внутрішній прогин обмежений глибинними розломами: Закарпатським на північному сході та Припанонським на південному заході. Його виповнює орогенний теригенно-вулканогенний комплекс неогену потужністю понад 3 км.

На осадовій товщі моласових відкладів міоцену залягає потужна серія вулканогенних порід Вигорлат-Гутинського хребта, що простежується з північного заходу на південний схід у вигляді дуги. Меридіональний відрізок хребта Тупий, розділяє прогин на дві частини: західну (Чоп-Мукачівську) і східну (Солотвинську). Тривалий час вважалось, що це окремі тектонічні зони, які відрізняються внутрішньою структурою та

*ISSN 0868-6939 Фізична географія та геоморфологія. – 2013. – Вип. 4(72)*

історією розвитку. Тож, їх розглядали, як мультіподібні западини з підняттям молас по периферії. Солотвинська мульда була утворена давніше і, як дипресія, закінчила формуватись у міоцені, а Чоп-Мукачівська продовжувала опускатись у пліоцені і навіть у четвертинний період. Інші дослідники [7, 9] вважають, що не менш важливе значення має повздовжня зональність прогину, та виділяють (з північного сходу на південний захід) Крайову (Моноклінальну), Центральну зону солянодіапірових і брахіантиклінальних складок та зону Припанонського глибинного розлому. Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет (крім масиву Оаш) перекриває західну частину Крайової та значну частину Центральної зон, масив Оаш – Берегівське горбогір'я та ланцюг похованих вулканів (Чоп-Велика Добронь-Шаланки-Чорна гора) повністю розташовані в Припанонській і Центральній зонах.

**Аналіз попередніх досліджень.** Тектонічну будову Вулканічних гір Закарпаття у різні роки вивчали Г.П. Алфер'єв, О.С. В'ялов, І.Д. Гофштейн, Є.Ф. Малеев, Б.В. Мацьків, Б.В. Мерлич, Т.Ю. Піотровська, Г.І. Раскатов.

У післявоєнний період геологічні дослідження значно активізувалися. Серед робіт цього періоду слід назвати праці Г.П. Алфер'єва [1, 2] та Є.Ф. Малеева [8], які присвячені новітнім тектонічним рухам і їх впливу на формування зовнішнього вигляду рельєфу [6–8]. О.С. В'ялов, І.Д. Гофштейн, Б.В. Мерлич чимало уваги приділили вивченню історії розвитку території, визначенню віку порід та їх приналежності до певного геологічного періоду [4, 5, 11]. Важливою була поява праць Т.Ю. Піотровської, Г.І. Раскатова, які вивчали особливості тектонічних рухів і появу корисних копалин та зв'язок тектоніки з етапами формування рельєфу [13, 14]. Сучасний етап характеризується появою карт та схем тектонічного та геологічного районування, виданих під редакцією Б.В. Мацьківа [9, 10].

**Постановка завдання.** Вулканічні покриви в межах Вигорлат-Гутинського хребта відрізняються як внутрішньою будовою так і складом порід. Оскільки на території дослідження виділяють декілька фаз вулканізму, то важко встановити межі окремих тектонічних елементів. Відмітимо і те що формування різних тектонічних елементів відбувалось автономно, утворюючи свої системи покривів, а деякі питання тектоніки Вулканічних гір залишаються дискусійними і недокінця вивченими.

**Виклад основного матеріалу.** За даними бурових та сейсмічних розвідувальних робіт Закарпатської геологічної розвідувальної експедиції, в фундаменті прогину зафіксовано три блоки порід. Північно-східний блок частково збігається з Крайовою зоною і є продовженням Ужгород-Інячовського горсту Словаччини [9, 16]. Він складений метаморфічними сланцями, відкладами тріасу, юри, крейди та еоценовим флішем підгальського типу і залягає на глибинах від 515 м (м. Ужгород) до 1100 м (біля м. Мукачеве). Другий піднятий блок відповідає припанонському розлому, фундамент якого представлений метаморфізованими палеозойськими, нерозчленованими тріасовими, юрськими теригенними та

часто вулканогенними утвореннями, що залягають на глибинах від 1360 м у районі м. Чоп до 500–400 м на Берегівському піднятті. В центральній зоні прогину фундамент схожого складу опущений по розломах на глибини від 2166–2326 м (с. Залужжя) до 3287–3385 м (с. Руські Комарівці) [6].

У Крайовій зоні моласові відклади залягають моноклінально. Кут нахилу пластів від краю прогину поступово зменшується в південно-західному напрямі від 30–40° до 5–15°. В цьому ж напрямі збільшується і потужність усіх моласових світ. На заході зона завширшки 1,5–2,5 км перекрита вулканічними породами Вигорлат-Гутинського хребта [7, 9]. Очевидно, вона збігається з розташуванням Південнопенінського прихованого розлому, який обмежує Пенінську зону на південному заході. Фундамент прогину в цьому місці занурений на глибину 1,2–1,5 км.

Найбільшу частину прогину займає Центральна зона. В її межах на території дослідження виділяють широкі пологі ізометричні та овальні структури, серед яких є брахіантиклінальні складки. Найбільші з них – Залужська та Геївська. Залужська складка – це криптодіапірова структура у вигляді куполу розміром 15–20 км, в ядрі якої виходять породи доробратівської, а на крилах – лувківської та алмашської світ. Кут падіння порід змінюється від центру до периферії і становить від 1–3° до 10° відповідно. На глибині, під соленосними відкладами, складка розпадається на чотири куполи (Станівський, Завидівський, Арданівський та Яблунівський) діаметром 2,2–4,3 км [6, 9].

Геївська антиклінальна складка діаметром близько 5 км утворилась унаслідок підняття куполоподібного діапіру гранодіорит-порфірів. Кут падіння порід на крилах складки становить 5–20° [3]. Інші антиклінальні складки, які розташовані навколо вулканоструктур і піднять, є типовими складками облягання і мають вік від отнангу-карпату до сармату-пліоцену. Розміри цих складок відповідають розмірам вулканоструктур, а кут падіння порід на крилах становить 10–15°.

Більшість синклінальних структур Центральної зони є пологими конседиментаційними мульдами, що розвинулися між вулканоструктурами. Це компенсаційні структури, які характеризуються зменшенням кутів падіння порід до центру та збільшенням їх потужності в цьому ж напрямку. В частинах, які примикають до ядра, залягають відклади панону, дакій-румунію, а на крилах із кутом падіння порід 7–10° – утворення сармату [6].

Зона Припанонського розлому розташована на південному заході від Центральної зони. В межах території дослідження вона охоплює Берегівсько-Біганське та Вишківське підняття, що в рельєфі відповідає Берегівському горбогір'ю, ланцюгу похованих вулканів та пасму Оаш. Фундамент зони з серією повздовжніх розломів у долині р. Тиси піднятий на 0,9–1,1 км. Розрізи світ неогену різко зменшуються, місцями взагалі відсутні. Зона пронизана численними штокоподібними інтрузивними тілами основного та помірно кислого складів.

У структурі прогину важливу роль відіграли ендегенні процеси (зокрема вулканічні), внаслідок яких сформувалися вулканічні гори

Закарпаття. Відбулося утворення близьких до ізометричних, переважно піднятих, вулканоструктур, серед яких виділяють сарматські, панон-понтські та дакій-румунські споруди.

Сарматські вулканоструктури найбільш поширені в центральній частині блоку Припанонського розлому (Чопське та Берегівське підняття) та на його північному схилі (Великодобронське підняття й інші “поховані” вулкани). Найбільшою з цих структур є Геленешська мегакальдера, центр якої міститься в Угорщині, поблизу с. Тарпа. Межа її бортового розлому проведена через с. Вари, південніше м. Берегове і с. Дідова. На північно-східному схилі мегакальдери розташовані Косинська, Золотиста, Квасівська та Каліменська кальдери розмірами 5x4 км і Бучанська інтрузивно-тектонічна структура діаметром 2 км [9].

Ланцюг “похованих” вулканів можна розглядати як зовнішню дугу навколо центру мегакальдери. Тут розташовані Чопський, Баркасівський, Горондинський, Шаланський стратовулкани діаметром до 10 км та Дрисинська й Чікошська вулcano-тектонічні структури діаметром 4 км. Загальна потужність великодобронського, баркасівського та чомонинського комплексів становить 600–1100 м. У більшості з цих структур відбулася кальдерна стадія опускання до рівня 100–350 м. Кальдерні розломи нахилені до центру під кутом 65–80° Місцями вони виповнені відкладами дакій-румунію [6].

Ланцюг похованих вулканів простягається паралельно Припанонській тектонічній зоні. На одних ділянках породи андезитового складу поширені далеко на південь і наближені до північного краю Панонського серединного масиву, на інших – віддалені від нього. Складається враження, що андезитовий вулканізм похованого ланцюга в одному випадку розвивається безпосередньо в Припанонській тектонічній зоні, в іншому – у внутрішній його частині, яка примикає до Закарпатського прогину. Проте у всіх випадках прояв вулканізму спостерігається на ділянках, які охоплені блоковою тектонікою і пов’язані з малопотужними розривними порушеннями. Як і в інших районах Закарпаття (Перичинський, Вишківський), підняття донеогенового фундаменту в ланцюзі похованих вулканів виявилось сприятливим для розвитку інтрузивних утворень гіпабісального комплексу.

Панон-понтичні вулканоструктури поширені вздовж підніжжя Вигорлат-Гутинського хребта. Вони складені переважно туфами, рідше лавами кучавського комплексу. В долині р. Латориця виділяють Кучавський вулкан, далі на захід повністю похований Жуківський, а в районі с. Руські Комарівці – Геївську криптокальдеру.

Кучавський вулкан має овальну форму (9–17 км), складений лінзою (до 350 м) середніх вулканітів із привершинною кальдерою просідання діаметром близько 2 км, обмеженою кільцевою дайкою порфіритів. Схили вулкану зберегли первісне периклінальне залягання. Вздовж південної, західної та північної периферії вулкану розвинені андезито-дацитові

екструзивно-купольні структури Велика, Паланок, Ловачка та Чернеча, які чітко виділяються в рельєфі [9, 15].

Жуківський вулкан похований під відкладами ільницької світи. З даними магнітної розвідки ЗГЕ, можна вважати, що це шатрова споруда центрального типу, пов'язана з розломом північно-західного напрямку, на якому розміщений Кучавський вулкан [15].

Геївська криптокальдера діаметром 9,5–10 км є унікальною спорудою, кільцева будова якої пов'язана з наявністю ізометричного лаколіту гранодіорит-порфіритів, над яким у породах бадену-сармату утворилася брахіантиклінальна складка з кутовим неузгодженням, перекрита потужним плащем ільницької світи [9].

Дакій-румунські вулканоструктури формують Вигорлат-Гутинський хребет, який простягається вздовж північно-східної периферії прогину. Їх головні центри розміщені вздовж перекритого Південнопенінського розлому, що розділяє прогин від Пенінської зони. Ширина хребта коливається від 12 км до 29 км. Потужність вулканогенних комплексів від 350–450 м у долині р. Уж до 1950 м поблизу с. Лісарня. Для хребта властива асиметрична будова: північно-східні, східні схили коротші й круті, а протилежні, орієнтовані в бік рівнини, видовжені й пологі. Вздовж крутішої північно-східної частини розвинені компактні, близькі до ізометричних стратовулкани діаметром 9–15 км (Попрічний, Анталівський, Маковиця, Хотар, Синяк, Дехманів, Мартинський Камінь, Бужора та ін). Натомість для пологої південно-західної частини характерні інтрузивно- або екструзивношатрові споруди, моновулкани та вулканокуполи (Остра, Жорнина, Ділок, Путка, Чорна Гора, Явір) [6].

Загальною особливістю стратовулканів є наявність добре вираженого центрального інтрузивно-тектонічного підняття (в діаметрі 3–5 км), кальдерної просадки (до 300–400 м) та менш структурованих схилів вулкану з окремими центрами ерупції. В центральних частинах стратовулканів, інтрузивно-екструзивних структур розвинені гіпабісальні інтрузії габро-порфіритів, діоритових порфіритів та субвулканічні тіла помірно-кислого складу [6]. Вздовж концентричних та радіальних розломів розвинені дайки такого ж складу. Для прикладу наводимо опис декількох стратовулканів та вулканоструктур.

Стратовулкан Синяк овальної форми діаметром 15 км, складений вулканітами матеківського, синяцького та обавського комплексів, для яких властиве периклінальне залягання. На його схилах свердловиною на глибині 1470 м розкрита інтрузія кварцових діоритових порфіритів. Дайки порфіритів залягають під кутом 70–80°. Як і в інших структурах (наприклад, Хотар), тут встановлено ще один центр вулканічної діяльності – Габрово, який у сучасній структурі перекритий потужними потоками лав. Кальдерний розлом структури серією дрібних радіальних розломів розбитий на ділянки зі зміщеннями на 0,2–1 км. Південна частина вулкану ускладнена структурою Шкітена діаметром 3 км, що переповнена дрібними штоками андезито-базальтових порфіритів. Вздовж концентричних та радіальних

розломів вулканоструктури розміщені великі дайки, штоки, які залягають під кутом 30–40° [6, 12].

Стратовулкан Мартинський Камінь площею понад 50 км<sup>2</sup> складений вулканітами кучавського, матеківського, мартинського та бужорського комплексів. Кальдерний розлом на півночі та південному заході відділяє його від власного експарту та структури Дехманів. Амплітуда опускання сягає 200 м, що підкреслюється центриклінальним заляганням порід, які в центральній частині падають периклінально. Структуру ускладнює вершинна кальдера Мартинський Камінь, яка розміщена ексцентрично в її північно-західній частині, де на поверхні виявлена концентрична система дайок [9].

Стратовулкан Бужора один із наймолодших у районі, тому його контури визначаються фрагментами розломів сусідніх структур. Е. М. Титов вважає, що значна північно-східна частина вулкану була накладена на крейдово-палеогенові флішові товщі, а пізніше була еродована. Центром структури в цьому випадку є похована кальдера Бужора. Вона утворилась унаслідок експлозії конусу головного вулкану, що потім був перекритий лавами, прорваними штоками та дайками середньо-основного складу [12]. Сучасні розміри структури – 16x7 км. Вона складена утвореннями матеківського, мартинського та бужорського комплексів, які переважно залягають переклінально під кутом 5–15°.

Вулканоструктура Тупий розташована на межиріччі Боржава–Ріка–Тиса. Вона обмежена кальдерним розломом із амплітудою висот 150–180 м і складена відкладами кучавського, матеківського та синяцького комплексів, які прорвані штоками та дайками порід основного складу і субвулканічними тілами андезито-дацитів та ріодацитів. Формування структури пов'язане з меридіональним Оашським розломом фундаменту, вздовж якого розміщені два основні вулканічні центри: просадка Кितिця–Тупий та вершинна кальдера Товстий Верх. Вони розміщені ексцентрично відносно меж основної кальдери, тому сама структура Тупий має витягнуту овальну форму розміром 10x15 км. У межах просадки Кितिця–Тупий збільшуються потужності матеківського та синяцького комплексів і появляються наймолодші лави обавського комплексу. У зв'язку з просіданням центральної частини структури вони залягають не периклінально, а центриклінально (до 10–15°). Вершинна кальдера Товстий Верх розміщена над центральним плутоном кальдери Тупий. Вона складена кварцовими діоритовими порфіритами.

Вулканоструктура Фрасин становить частину хребта Оаш на лівобережжі р. Тиса, між селами Велятин, Королево, Хижа до кордону з Румунією. Структура розміром 10x10 км складена кучавським, матеківським та бужорським комплексами, які на заході перекриті відкладами ільницької світи. Північно-західну частину структури формують субвулканічні екструзивні тіла ріодацитів та андезито-дацитів. На кордоні з Румунією біля с. Хижа вулканічні комплекси прорвані інтрузією кварцових діоритових порфіритів.

Моновулкан Чорна Гора розташований біля м. Виноградів, у межах Чоп-Мукачівської частини прогину. Вулкан розміром 4?6 км складений туфами та лавами матеківського й синяцького комплексів, які в центрі структури прорвані штоками ріодацитів. На периферії структури поширені дайки і штоки ріолітів. У фундаменті структури залягають осадові товщі пліоцену та кучавського комплексу неогену.

Розломи покривного комплексу Закарпатського прогину розділяють на ранньоальпійські, які успадковують переважно структурний план попередніх етапів розвитку, особливо в фундаменті, та пізньоальпійські – синвулканічні та вулканічні, пов'язані з формуванням окремих вулканічних структур.

До ранньоальпійських належать усі розломи карпатського простягання. Це Іванівський та Геченський, які обмежують Берегівське підняття з півночі та півдня; Гажинсько-Мукачівський і Стретавсько-Геївський, що ступінчасто опускають Інячовсько-Ужгородський горст та Підвигорлатський, який майже повністю перекритий молодими відкладами. Розломи крутістю 70–85° знижуються переважно в бік опущених блоків. Амплітуди опускання фундаменту становлять від 400–750 м поблизу Берегівського підняття до 650–1300 м біля Гажинсько-Мукачівського горсту [9, 12].

До пізньокарпатських розломів відносять усі регіональні антикарпатські та діагональні розломи Берегівського, Великодобронського та Чопського піднятів. Це Мукачівський, Рафайлово–Великолучківський, Каліменський, а також концентричні та радіальні розломи, які розчленовують вулканоструктури.

Синвулканічні розломи представлені дуговими, кільцевими та концентричними розривами. Амплітуда вертикальних переміщень становить від десятків до ста метрів, а горизонтальних вздовж радіальних розривів – до 1 км. Часто по таких розломах виливається магма, що утворює дрібні штокоподібні, трубчасті тіла та дайки різного складу [9, 10].

Вивченню новітніх тектонічних рухів Вигорлат-Гутинської зони присвячені спеціальні роботи Г.П. Альфер'єва [1, 2], В. Буцури [3] та інших.

Г.П. Альфер'єв розглядає пізньонеогенові та четвертинні коливальні рухи у Східних Карпатах і нараховує 9 терас. У межах Вигорлат-Гутинського хребта, крім терас, які мають значне поширення, спостерігаються три поверхні довготривалої денудації. Найдавніша поверхня денудації з абсолютними висотами 900–1000 м розташована на вододільній частині хребта. Давні поверхні вирівнювання – це рівнини, до того ж заболочені. Друга поверхня з абсолютними висотами 400–500 м є нахиленою терасою, покритою глинами потужністю 5 м, а в пониженних частинах рельєфу галечниками до 20 м [1]. За Г.П. Альфер'євим, ці тераси належать до пліоцену. Третя поверхня вирівнювання розташована на південно-західних схилах Вигорлат-Гутинського хребта з абсолютними висотами 220–280 м. Поверхня займає значну площу, на якій збереглися галечники та глини.

На сьогодні Вигорлат-Гутинський хребет продовжується підніматися. Свідченням цього є те, що не так давні заплави рік Ужа та Латориці тепер не затоплюються водою під час паводків та повеней, на них розташовані села. А дрібні притоки, які течуть із навколишніх підвищень, розмивають свій алювій і вриваються в корінні породи.

**Висновки.** Територія вулканічних гір Закарпаття знаходиться у межах Крайової (Моноклінальної) зони, Центральної зони солянодіоритових і брахіоантиклінальних складок та зоні Припанонського глибинного розлому. Вигорлат-Гутинський хребет (крім масиву Оаш) перекриває західну частину Крайової та значну частину Центральної зон, тоді як масив Оаш, Чорна гора, Шаланський Гелмец, Берегівське горбогір'я та Косино-Біганські горби повністю розташовані у Припанонській і Центральної зонах.

Таким чином, рельєф вулканічних гір Закарпаття відображає зональність прояву основних вулканоструктур та тектонічних зон. Серед них виділяють дві структурно-фаціальні зони (Вигорлат-Гутинську і Чоп-Берегівську), які істотно відрізняються тектонічними особливостями, умовами формування, літологією і проявами геоморфологічних процесів.

### Список літератури

1. *Алферьев Г.П.* Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г.П. Алферьев // Тр. Львовского геол. общества. Геол. серия. – 1948. – Вып. 1. – С. 87–106.
2. *Алферьев Г. П.* Тектоническое строение западных областей УССР / Г. П. Алферьев // там же. – 1958. – № 5–6. – С. 228–242.
3. *Буцура В.В.* Плейстоценовый возраст Восточных Карпат / В.В. Буцура // Док-ди. АН СССР, нов. сер. – 1946. – Т 58, №6.
4. *Вялов О.С.* Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат / О. С. Вялов // Матер. КБГА. – 1960. – № 1. – С. 1–24.
5. *Гофштейн И. Д.* Неотектоника Карпат / И.Д. Гофштейн. – К. : Изд-во АН УССР, 1964. – 183 с.
6. Державна геологічна карта України. Серія Карпатська. Аркуші М-34-XXIX (Сніна), М-34-XXXV (Ужгород), L-34-V (Сату Маре) та Поясн. записка / [упоряд. Б. В. Мацьків, Ю. В. Ковальов, Б. Д. Пукач, В. М. Воробканич]. – К., 2001. – 151 с.
7. Тектоника Украины / Круглов С. С., Цыпко А. К., Арсирій Ю. А. и др. ; под ред. С. С. Круглова. – М. : Недра, 1988. – 253 с.
8. *Малеев Е. Ф.* О новейших тектонических движениях в Выгорлат-Гутинской зоне / Е.Ф. Малеев // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1958. – № 5-6. – С. 121–127.
9. 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.
10. Звіт про геологічне довивчення території масштабу 1:200000 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.
11. *Мерлич Б.В.* Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья / Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская. – Львов : Вища школа, 1974. – 173 с.
12. Отчет по геологическому доизучению площади листов М-34-118-Г и М- 34-130-Б (площадь Свалява) в масштабе 1:50000 за 1973-1982 г.г. / [сост. Тарасенко В. И., Пудгородский А. А., Щербанюк В. Ю. и др.]. – Берегово, 1982. – 312 с.
13. *Пиотровская Т.Ю.* Особенности неотектонических движений Закарпатья и их связь с ртутным рудинением / Т. Ю. Пиотровская // Фонди ЗГЕ. – 1961.
14. *Раскатов Г. И.* Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР / Г. И. Раскатов // Сб. МОИП. Землеведение. Новая сер. – 1957. – Т 4.
15. 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.  
16. Vass D. Odkryta geologicka mapa Vychodnoslovenskej niziny – 1:100000 / D. Vass. – Bratislava, 1991.

**Микита М. М. Тектоніка вулканічних гір Закарпаття.** Розглянуто тектонічну структуру вулканічних гір Закарпаття, де виділено Крайову і Центральну зони та зону Припанонського розлому. Проаналізовано такі вулканоструктури як Синяк, Фросин, Тупий, Бужора, панон-понтичні, дакій-румунські та сарматські. Встановлено, що складне поєднання вулканоструктур і тектонічних елементів визначили сучасну геоморфологічну будову території.

*Ключові слова:* тектоніка, вулканічні гори, вулканоструктури, розлом, вулканічний комплекс, відклади.

**Мукута М. М. Tectonics of volcanic mountains of Transcarpathia.** The tectonic structure of volcanic mountains of Transcarpathia is considered where peripheral and central zones and zone of Nearpannonian rift is selected. Such volcanic structures as Sinyak, Frosin, Tupiy, Buzhora, panon-pontian, dakiy-romanian an sarmatian are analyzed. It is established that a complex combination of volcanic structures and tectonic elements defined modern geomorphological structure of the area.

*Keywords:* tectonics, volcanic mountains, volcanic structures, rift, volcanic complex, deposits.

**Микита М. М. Тектоника Вулканических гор Закарпатье.** Рассмотрена тектоническая структура вулканических гор Закарпатье, где выделено Краевую и Центральную зоны и зону Припанонского разлома. Проанализированы такие вулканоструктуры как Синяк, Фросин, Тупой, Бужора, панон-понтические, даки-румынские и сарматские. Установлено, что сложное сочетание вулканоструктур и тектонических элементов определили современное геоморфологическое строение территории.

*Ключевые слова:* тектоника, вулканические горы, вулканоструктуры, разлом, вулканический комплекс, отложения.

*Надійшла до редколегії 15.10.2013*

УДК 631.417

**Салюк М. Р.**

*Ужгородський національний університет*

## **ГУМУСОВИЙ СТАН ДЕРНОВО-ПІДЗОЛИСТИХ ҐРУНТІВ МАЛОГО ПОЛІССЯ, ПІДСТЕЛЕНИХ ЩІЛЬНИМИ КАРБОНАТНИМИ ПОРОДАМИ**

*Ключові слова:* дерново-підзолисті ґрунти, підстелені щільними карбонатними породами, гумус, запаси гумусу, гумусовий стан, органічна речовина

**Постановка проблеми.** Гумусовий стан ґрунтів розглядається як важливий і специфічний процес ґрунтоутворення. На думку В. В. Пономарьової, тип ґрунтоутворення є майже синонімом типу гумусоутворення чи, точніше, загального циклу процесів перетворення органічних залишків рослин. Напрямок цих процесів залежить від впливу кліматичного і біологічного чинників [6]. Проблема гумусового стану

*ISSN 0868-6939 Фізична географія та геоморфологія. – 2013. – Вип. 4(72)*