

ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ

УДК 631.445.4(477.83/84)

DOI: <https://doi.org/10.25128/2519-4577.26.1.3>

Артюм ЗАГАЛЬСЬКИЙ,

аспірант кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів

ORCID: <https://orcid.org/0009-0002-4232-0873>

Львівський національний університет імені Івана Франка

79000 м. Львів, вул. Дорошенка 41, Україна

Ігор ПАПІШ, доктор географічних наук,

професор кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5288-7481>

Львівський національний університет імені Івана Франка

79000 м. Львів, вул. Дорошенка 41, Україна

ҐРУНТОВИЙ ПОКРИВ ЛУЧНО-СТЕПОВОГО РЕЗЕРВАТУ “КАСОВА ГОРА” (ГАЛИЦЬКИЙ НПП)

Структура ґрунтового покриву представлена контрастними геолітогенними мозаїками чорноземів типових на лесових породах з чорноземами лучними на дочетвертинних глинах, рендзинами типовими й ембріональними карбонатними ґрунтовими утвореннями на елювії-делювії мергелів і вапняків, підстелених гіпсами. На ізольованих пагорбах-останцях у складних геологічних умовах формуються рендзини типові на двочленних відкладах. Ґрунти добре гумусовані (3,0–8,1 %) з високими показниками суми вбирних основ (41,0–44,0 ммоль) і абсолютним домінуванням увібраного Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–10 разів. На південно-західних схилах високих пагорбів сформувалися чорноземи типові міграційно-міцелярні карбонатні малогумусні середньоглибокі на літологічно однорідних лесоподібних породах. Вони функціонують у режимі схилового ґрунтоутворення, відзначаються невисоким вмістом гумусу (2,3–2,9 %), високими лужністю (рН 8,0–8,7) і сумою вбирних основ (30,0–32,0 ммоль) з переважанням у вбирному комплексі Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–9 разів. На бортах карстово-ерозійно-аккумулятивних водозбірних лійок сформувалися літокатени з мозаїками рендзин типових слаборозвинених і поверхневих ініціальних ґрунтових утворень на елювії-делювії вапняку. На днищі карстової водозбірної лійки південно-західного макросхилу поширені чорноземи лучні середньогумусні (6,1–6,2 %) глибокі грубопилувато-легкоглинисті (60,0–71,0 %) на дочетвертинних глинах імовірно каолінітового складу з дуже високим вмістом вбирних основ (40,0–49,0 ммоль) і домінуванням вбирного Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–9 разів.

Ключові слова: ґрунтовий покрив, чорнозем, рендзина, клімат ґрунту, гумус, дисперсність, біоми лучного степу, степовий резерват, Бурштинське Опілля, Касова гора.

Artom ZAHALSKYI,

PhD student of the Pedology and Soil Geography Department

ORCID: <https://orcid.org/0009-0002-4232-0873>

Lviv Ivan Franko National University

79000, Lviv, 41 Doroshenka St., Ukraine

Ihor PAPISH, Doctor of Geographical Sciences,

Professor of the Pedology and Soil Geography Department

ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5288-7481>

Lviv Ivan Franko National University

79000, Lviv, 41 Doroshenka St., Ukraine

SOIL COVER OF THE MEADOW-STEPPE RESERVE “KASOVA GORA” (GALICIAN NATIONAL PARK)

The geography of the localities of steppe biomes within Burshtyn Opillia region is determined by the edaphic conditions of the area. On the slopes of erosional hills, karst-erosional-accumulative catchment sinkholes, and steep slopes, quaternary deposits are often eroded or are shallowly underlain by strongly weathered layers of fractured and cavernous limestones, gypsum-anhydrites, and marls, with frequent surface outcrops of gypsum and pre-quaternary clays. The relief and stratigraphy of the rocks create conditions for rapid infiltration of atmospheric precipitation and a collapse-type (contrasting) soil water regime. As a result of the specific combination of soils, relief, and lithology, a contrasting soil microclimate is formed, characterized by a mosaic of meso-xerophytic meadow steppes.

The structure of the soil cover is represented by contrasting geolithogenic mosaics of typical chernozems (black soil) on loess deposits combined with meadow chernozems on pre-quadernary clays; typical rendzinas and embryonic carbonate soil formations on eluvial-deluvial deposits of marls and limestones underlain by gypsum. On isolated residual hills under complex geological conditions, typical rendzinas develop on two-layer deposits. The soils are well humified (3.0-8.1%) with high values of the sum of exchangeable bases (41.0-44.0 mmol) and an absolute dominance of exchangeable Ca^{2+} over Mg^{2+} by a factor of 6-10. On the south-western slopes of high hills, typical migrational-micellar carbonate low-humus medium-deep chernozems have formed on lithologically homogeneous loess-like deposits. They function under a slope soil-forming regime and are characterized by a relatively low humus content (2.3-2.9%), high alkalinity (pH 8.0-8.7), and a high sum of exchangeable bases (30.0-32.0 mmol), with Ca^{2+} prevailing over Mg^{2+} in the exchange complex by 6-9 times. On the sides of karst-erosional-accumulative catchment sinkholes, lithocatenae with mosaics of weakly developed typical rendzinas and surface initial soil formations on eluvial-deluvial limestone deposits have formed. At the bottom of the karst catchment sinkhole of the south-western macroslope, meadow chernozems of medium humus content (6.1-6.2%), deep, coarse-silty to light-clayey (60.0-71.0%), developed on pre-quadernary clays of presumably kaolinitic composition, are widespread; they exhibit a very high content of exchangeable bases (40.0-49.0 mmol) and dominance of exchangeable Ca^{2+} over Mg^{2+} by 6-9 times.

Keywords: soil cover, chernozem, rendzina, soil climate, humus, dispersity, meadow steppe biomes, steppe reserve, Burshtyn Opillia, Kasova Mountain.



Постановка науково-практичної проблеми. За біокліматичними умовами формування степи бувають *первинні* (природні) та *вторинні* (антропогенні). За зональністю поширення їх поділяють на *рівнинні* (помірні, субтропічні, пустельні або сухі) та *гірські* (субальпійські). Згідно геоботанічного районування України [7] природна межа між Лісом і Степом проходить по лінії абсолютного домінування біомів степової трав'янистої рослинності (переважно злакової). Рівнинні степи формуються в умовах континентального клімату за недостатнього зволоження (250–500 мм опадів на рік), відсутності деревних порід (за винятком байрачних лісів у річкових долинах) і переважання у ґрунтовому покриві чорноземів, каштаноземів або сіроземів.

Умови зростання (температурний і водно-повітряний режими території), видовий склад і географія степової рослинності визначаються мікрокліматом ґрунту [10, 11]. Контрастний (посушливий) мікроклімат ґрунту має виразно атмосферні або літолого-геоморфологічні [22] передумови формування, часто одні й інші. Інвазії степової рослинності інколи проникають у суміжну природну зону чи пояс. Перехідну смугу інвазійного взаємопроникнення степових і лісових біоценозів між Лісом і Степом у географії називають лісостеповою зоною. Дифузії степових біомів серед масивів лісових ландшафтів часто спостерігають на локалітетах з контрастним мікрокліматом ґрунту де складаються неконкурентні умови для деревних порід [13]. Сприятливі передумови для поселення степової рослинності виникають за специфічного поєднання рельєфу і літології порід. На Західному Поділлі ними є високі лесові плато 320–340 м з рівнинним характером рельєфу [26], зокрема, фрагменти давньої сарматської

рівнини, пліоценові прохідні долини, плейстоценові тераси рік, довгі й пологі прибалкові схили південних румбів [19, 21]. На Західноподільському Опіллі до них належать високі береги меридіональних долин лівих допливів Дністра (Гнила і Золота Липа, Стрипа, Коропець) з крутосхилами, на яких лесові породи розмиті або підстелені сильно звітряними верствами тріщинувато-кавернозних вапняків, гіпсо-ангідритів з прошарками глауконітових пісковиків і глин.

Протягом неогену, плейстоцену і голоцену не прості геолого-геоморфологічні умови склалися у нижній течії р. Гнила Липа, що на Бурштинському Опіллі. Розчленовані скелясті пагорби з виходами гіпсів над високим (334,7 м) лівим берегом р. Гнила Липа та більшості її лівих допливів є специфічною рисою Придністерської частини горбистого пасма Західноподільського Опілля. На Бурштинському Опіллі виділяють сім острівних кластерів лучних степів [2]. Один з найбільших Коростовицький кластер організований у степовий резерват “Касова гора”. Територія характеризується оголеннями гіпсів, карстовими процесами з відповідним рельєфом і крутими схилами. Лесоподібні суглинки на схилах, ерозійних пагорбах і водозбірних карстових лійках розмиті або не глибоко підстелені сильно тріщинуватими вапняками і кавернозними гіпсами з частими виходами гіпсів на денну поверхню. Така стратиграфія порід створює передумови для швидкої інфільтрації атмосферних опадів і формування провального (контрастного) водного режиму ґрунтів. Разом вони визначають контрастний мікроклімат ґрунту, подібний до мікроклімату ґрунтів на крутосхилах Подільських Товтр [6] і Дністровського каньйону [5, 14]. Такий мікроклімат сприяв збереженню та природній еволюції біомів перигляціального лісостепу Поділля, моза-

їчній інвазії та закріпленню мезоксерофітної степової флори серед лісових масивів Центральноєвропейської геоботанічної провінції Європейської широколистяно-лісової області [19].

Наземний покрив резервату “Касова гора” представлений реліктовою степовою флорою, яка створює на Західноподільському Опіллі загалом нетиповий екстразональний крутосхилловий лучно-степовий ландшафт (рис. 1).



Рис. 1. Лучний степ на крутосхилах резервату “Касова гора”
(фото Ігоря Паніша, 2025)

На лучних степах Бурштинського Опілля флора судинних рослин налічує 418 видів, що належать до 242 родів, 61 родини, 5 класів та 4 відділів [2, с. 47–64]. За вимогами до режиму зволоження ґрунту в складі флори лучних степів переважають мезоксерофіти. Більша частина з них за умовами сольового режиму ґрунтів належить до мезоевтрофів. За істотної кількості ксерофітів частки мезофітів і ксеромезофітів однакові. З усього флористичного різноманіття 40 видів рослин перебувають у регіональному червоному списку і Червоній книзі України. Переважають угруповання ковили волосистої або тирси (*Stipa capillata*), найкрасивішої (*Stipa pulcherrima*), пірчастої (*Stipa pennata*) і вузьколистої (*Stipa tirsia*) (усі занесені до Червоної книги України), осоки низької (*Carex humilis*), вівсюнца пустельного (*Helictotrichon desertorum*). У травостой зустрічається велика кількість реліктів і ендеміків, що ростуть на межі ареалу, видів: конюшина червонувата (*Trifolium rubens*), зозулинець шоломоносний (*Orchis milita-*

ris L.), сон великий (*Pulsatilla grandis*), катран татарський (*Crambe tataria* Seb.) (усі занесені до Червоної книги України), вівсюнець Бессера (*Helictotrichon besseri*), астрагал данський (*Astragalus danicus* Retz.), жовтець Запаловича (*Ranunculus zapaloviczii*), серпій цілолистий (*Serratula tinctoria*), волошка тернопільська (*Centaurea ternopoliensis* Dobrocz.).

На різних елементах рельєфу і ґрунотворних породах лучно-степова рослинність з мичкувато-кущовою кореневою системою (однодольні і дводольні рослини, злакові, цибулеві) стимулює розвиток дернового ґрунотворного процесу в глибину породи. Формування гумусового позему дрібногоріхувато-зернистої водостійкої структури з Са-гуматним складом гумусу є визначальним процесом становлення, розвитку та еволюції ґрунтів лучно-степового резервату. Степова флора, ґрунотворні породи і рельєф визначають компонентний склад і структуру просторової організації ґрунтового покриву степового резервату “Касова гора”.

Об'єктом дослідження є компонентний склад і структурна організація ґрунтового покриву лучно-степового резервату "Касова гора" загальною площею 65 га. Він є комплексною

пам'яткою природи загальнодержавного значення, розташованою на північний захід від с. Бовшів Бурштинської міської територіальної громади (рис. 2).

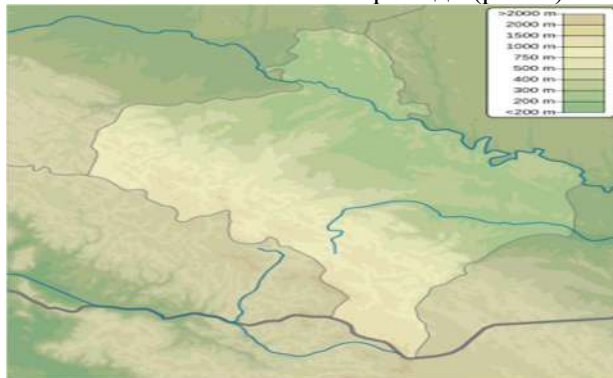


Рис. 2. Геолокація степового резервату "Касова гора"

Держава охороняє вкриті реліктовою степовою рослинністю (див. рис. 1) скелясті пагорби

і гіпсові відслонення над лівим берегом р. Гнила Липа (рис. 3).



Рис. 3. Реліктова степова рослинність на скелястих пагорбах з відслоненням гіпсу у резерваті "Касова гора" (фото Ігоря Паніша, 2025)

Методи дослідження. Комплексні просторово-генетичні дослідження ґрунтового покриву степового резервату "Касова гора" проведені на двох геоморфологічних рівнях методом репрезентативних модальних (ключових) ділянок [23]. Зважаючи на відносно малі розміри заповідної території, складний рельєф місцевості та геологічну обстановку вибір просторової геолокації ґрунтових розрізів зумовлений особли-

востями рельєфу місцевості та літологією порід. Модальні ділянки локалізовані на двох геоморфологічних рівнях.

Перша модальна ділянка характеризує проті ґрунтові покриви вершин ерозійних пагорбів (рис. 4, розріз 251) і довгих прибалкових схилів з різною грубизною лесового покриття або його відсутністю (рис. 5, розріз 252).



Рис. 4. Ерозійний пагорб (останець) резервату "Касова гора" (фото Ігоря Паніша, 2025)



Рис. 5. Ерозійні пагорби і прибалкові схили резервату “Касова гора” (фото з YouTube)

Друга модальна ділянка представляє нижній геоморфологічний рівень степового ландшафту з більш складною організацією ґрунтового покриву (рис. 6). Він приурочений до карстово-ерозійно-аккумулятивних схилових комплексів у формі поєднання водозбірних карстово-ерозійних лійок (розріз 255), складних гофрованих і горбкуватих схилів із шлейфами і частими виходами на поверхню елювію гіпсів (розрізи 253, 254).



Рис. 6. Карстово-ерозійно-аккумулятивні схилові комплекси резервату “Касова гора” (фото з YouTube)

У межах геолітогенних катен чорноземи досліджували методом глибокого шурфування ґрунтової товщі до ґрунтотворної породи включно. Для оцінки просторової варіації морфологічних характеристик, фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів закладено групу основних, контрольних і поверхневих розрізів із пошаровим відбором проб ґрунту кожні 10 см глибини з врахуванням грубизни генетичних поземів. Зразки відбирали у піковий вегетаційний період (червень-липень). Аналізували їх стандартизованими методами згідно ДСТУ [16] і відповідно до апробованої методики [15]. Лабораторні дослідження виконані у навчально-науковій лабораторії аналізу ґрунтів і природних вод Львівського національного університету імені Івана Франка.

Аналіз публікацій за темою дослід-

У ґрунтовому покриві на обох геоморфологічних рівнях домінують контрастні геолітогенні катени з мозаїками чорноземів типових міграційно-міцелярних карбонатних, чорноземів лучних глибоких, рендзин та ініціальних ґрунтових утворень. Ґрунтотворними породами диференційовано виступають лесоподібні суглинки, дочетвертинні глини, елювій-делювій вапняків і гіпсів з лінзами глауконітових пісковиків і глин.

ження. Відносно недавно терени Західного Поділля характеризувались присутністю великих кластерів найзахіднішого ареалу зональних цілинних степів України. У лісостеповій смузі Західного Поділля [19] на межиріччі Стрипи і Серету в 50-х роках ХХ ст. був розораний останній масив цілинного лучного степу і вологих остепнених луків – “Степ Панталіха” [8]. Зараз відносно не порушеними залишились тільки клаптики цілинної екосистеми екстразонального лучного степу на теренах Бурштинського Опілля (сім кластерів). Поряд з крутосхилами Подільських Товтр і Придністерських каньйонів вони невеликими вкрапленнями вмонтовані у біоми Європейських листяних лісів, формуючи характерний мозаїчний лісостеповий ландшафт.

Походження лучних степів Бурштинсь-

кого Опілля викликає жваві суперечки у наукових колах. Прихильники еволюційно-антропогенної концепції генези степових угруповань вважають лучні степи Бурштинського Опілля вторинними утвореннями, що сформувалися відносно недавно, як за геологічними мірками, унаслідок господарської діяльності людини. Апологети палеобіокліматичної теорії походження флористичних угруповань лучних степів Бурштинського Опілля вважають їх реліктовими утвореннями. За їхніми твердженнями теренові лучні степи утворилися щонайпізніше у плейстоцен-голоценовий час або навіть швидше, у до четвертинний (третинно-дольодовиковий) період. За найновішими геоботанічними дослідженнями [2] географічні факти свідчать на користь реліктовості біоти лучних степів Бурштинського Опілля. Автори реліктової теорії вважають, що “наявність значної кількості видів біоти на лучних степах Бурштинського Опілля, для яких притаманна значуща, іноді в сотні кілометрів відірваність від основних ареалів, свідчить на користь реліктовості й древності цих екосистем”. При цьому наводять приклад поширеного на теренах лучних степів Бурштинського Опілля обрису бджолоносного (*Ophrys apifera* Huds.), який лежить на відстані близько 600 км від найближчої популяції, що у Сілезії (Німеччина), а в Україні – за 850 км у Криму. Наводяться також додаткові ботанічні приклади реліктовості. Однак за нашими розрахунками залишки ще донедавна функціонуючого циліндричного лучного степу “Панталіха”, що на межиріччі Стрипа–Серет, знаходились на відстані до 80 км по прямій від резервату “Касова гора”. Автори дослідження підсумовують, що “Бурштинське Опілля оточене лісовим периметром, який у минулому був бар’єром для розповсюдження степових видів” [2]. Вони все ж не заперечують еволюційно-антропогенної теорії часткового походження лучних степів Бурштинського Опілля, стверджуючи, що “очевидно, відкриті безлісі ландшафти тут сформувалися ще в часі останнього зледеніння й природно підтримувалися за рахунок міграцій стад диких копитних, а пізніше – скотарських і землеробських практик ранніх цивілізацій” [2, с. 8).

На нашу думку, прихильники обох теорій мають вагомні підстави для своїх генетичних реконструкцій. Територія від Дністра до Дніпра, особливо у Придністерській частині басейнової екосистеми, з часів палеоліту (палеолітичні стоянки) і неоліту (трипільська культура) зазнавала значного антропогенного впливу на ландшафти Західного Поділля. Цей факт особливо стосується каньйонів Дністра і його лівих прид-

ністерських допливів. До них приурочені оголені верстви неогенових вапняків і гіпсів, перекритих зверху негрубим, часто розмитим плащем лесових порід. На крутосхилах між верствами вапняків і гіпсів часто виходить кремій, який здавна, в місцях найближчих палеолітичних стоянок використовувався людиною для створення знарядь праці [25]. У неоліті антропогенний вплив на ландшафти Опілля зростає за рахунок поширення на теренах краю (печера Вертеба) рільництва і стійлового тваринництва [4].

Реліктовість лучних степів Бурштинського Опілля також спирається на вагомні підстави. У плейстоцен-голоцені (середній і пізній Дріас) на теренах Західного Поділля періодично панував гіперзональний перигляціальний холодний лісостеп [24]. В умовах середньо- і пізньоголоценових змін клімату невеликі асоціації біоти перигляціального степу могли зберегтися на ізольованих локалітетах до наших днів у його більш вологій мезоксерофілній модифікації.

Автори палеокліматичної (реліктової) та еволюційно-антропогенної версії генези лучних степів Бурштинського Опілля свої висновки трактують на основі ботанічної теорії формування флористичного складу лучних степів. Причому, одні й інші правильно трактують незаперечні факти на користь своєї концепції походження степових біомів у межах Центрально-європейської провінції листяних лісів, не заперечуючи повністю протилежну версію. Але одні й інші не враховують корінної причини появи і збереження лучних степів на теренах Бурштинського Опілля – едафічного чинника, визначального у формуванні екстразональних степових угруповань [19]. Поєднання розчленованого рельєфу і складної геологічної ситуації у басейнової екосистемі лівих допливів Дністра суттєво впливає на температурний і водно-повітряний режими ґрунтів, формуючи у них контрастний екстразональний мікроклімат ґрунту в умовах атмосферного кліматичного лісостепу [1] і навколишнього панування опільських лісових масивів [18].

Ґрунтово-географічні дослідження та спеціальна комплексна ґрунтознавча експертиза на основних кластерах лучних степів Бурштинського Опілля належним чином не проводились. Є ряд наукових публікацій, де характеризуються чорноземи лучно-степового резервату “Касова гора” [9, 17]. Проте, у наукових публікаціях немає достовірної інформації про сучасний стан ґрунтових ресурсів лучно-степових ландшафтів Бурштинського Опілля. При

цьому ґрунтові екосистеми суттєво впливають, інколи навіть визначають ландшафтне біорізноманіття, еволюцію і збереження біомів найзахіднішого в Україні екстразонального лучного степу. При плануванні науково-обґрунтованої та екологічно вмотивованої біоцентрично-сітьової структури ландшафтів Західного регіону України, створенні дорожньої карти зі збереження лучних степів Бурштинського Опілля і Західного Поділля загалом, необхідною складовою має бути комплексна і достовірна ґрунтознавча експертиза земель природоохоронного фонду України.

Виклад основного матеріалу. Бурштинське Опілля розташоване у теплій кліматичній зоні помірно-континентального клімату атмосфери з сумами активних температур (понад 10°C) 2 400–2 600°C і сумою опадів 600–800 мм [3]. Наочним прикладом є Подільський лісовий масив, який розташований на високому і сильно розчленованому лісистому Східно-подільському лесовому плато у майже аналогічній кліматичній зоні (сума активних температур 2 800–3 000°C, сума опадів 520–590 мм) атмосфери [11]. На такому ж високому Бурштинському Опіллі конкурентна перевага мала б належати листяним лісам, а не степовим біотам. Така перевага створюється тільки по периметру Бурштинського Опілля де геолого-геоморфологічна обстановка дещо інша ніж у басейні Гнилої Липи з її лівими допливами. На Бурштинському Опіллі суттєву корекцію приземного атмосферного клімату території створює мікроклімат ґрунту, регулюючи температурний і водно-повітряний режими ґрунтово-підґрунтової товщі відповідно до її забезпечення теплом і вологою.

Західноопільські лучно-степові ландшафти формувалися у межах складного за тектонікою і геолого-геоморфологічною будовою Придністерського Поділля, порушеного серією поздовжніх розломів і вертикальних тріщин. Лівобережні допливи Дністра – Гнила Липа, Нараївка і Бибелка та їхні притоки глибоко порізали підняту частину Бурштинського Опілля. Вони фрагментували його на міждолинні комплекси структурно-ерозійного рельєфу з домінуванням пластових долинно-балкових форм. Межір'ччя складені вапняками (з фрагментами лінзоподібних стяжін чорного, зрідка сірого кременю) і мергелями верхньої крейди, кварц-глауконітовими пісковиками і глинами нижнього неогену, що перекриваються зверху верствами гіпсів, ангідритів і метасоматичних вапняків тираської світи, пісками і пісковиками опільської світи цього ж віку. Завершують стра-

тиграфічний комплекс відкладів малопотужні еолово-делювіальні лесові породи середнього і верхнього плейстоцену [3]. Карстові процеси і форми, як наслідок складної геологічної будови території басейнової екосистеми р. Гнила Липа [12] створюють сприятливий мікроклімат ґрунту для формування екстразональних лучно-степових біомів в умовах вологого клімату, розчленованого рельєфу і навколишнього поясу широколистяних лісових масивів.

Структура ґрунтового покриву степового резервату “Касова гора” закономірно формується на двох геоморфологічних рівнях. Вона представлена контрастними геолітогенними мозаїками чорноземів типових міграційно-міцелярних карбонатних неглибоких і середньоглибоких на лесоподібних суглинках вододільної фації з чорноземами лучними глибокими на дочетвертинних глинах карстових водозбірних ліюк, рендзинами типовими й ембріональними карбонатними ґрунтовими утвореннями на елювії-делювії вапняків і гіпсів крутосхилових поверхонь зі шлейфами схилів. Морфологічна будова ґрунтових профілів виразно характеризує мозаїчність компонентного складу ґрунтового покриву:

Глибоким розрізом Кг-251 експоновано товщу рендзини типової (*Rendzic Phaeozem*) грубопилувато-важкосуглинкової на елювії крейдяного мергелю, підстеленому з глибини 90 см щільною глауконітовою глиною. *GPS координати* розрізу: 49.201041 N; 24.671052 E. *Угіддя* – цілинний степ. *Поверхня ґрунту* на ділянці кошеного степу задернована-зерниста, на цілині – килимова, задернована-зерниста. *Рослинність* ділянки цілинного степу: *реліктові види* — астрагал данський, аспарагус звичайний, віскюнець Бессера, осока низька, жовтець Запаловича, горицвіт весняний, сон чорніючий, сон великий, півники угорські, конюшина червонувата, волошка тернопільська, чебрець одягнений, біла анемона, сугайник довголистий, мигдаль низький; *ковилові* – ковила Лесінга, ковила пірчаста; *різнотрав'я* – вероніка довголиста, гвоздика трав'яна, підмаренник справжній, дягель лікарський, залізник бульбастий, вовчок малий. *Мезорельєф*: невисокий ерозійний пагорб-останець у центральній частині резервату, овальної форми і субширотного простягання. *Форми мікро- і нанорельєфу* не виражені. *Ґрунтоутворна і підстильна порода*: елювій крейдяного мергелю, підстелений з глибини 90 см щільною глауконітовою глиною. *Скипання* від 10 % розчину HCl: з 10 см фрагментарне, слабе; з 40 см – фрагментарне, середнє; з 90 см – практично не скипає. Періодичне перезволо-

ження профілю у формі ознак оглеєння з

глибини 56 см.



Hd(k) (A_{1ca}) (0–12 см) – дернина: темно-сірий (10 YR 4/1), однорідний, рівномірний; вологий; суглинок важкий; чітко виражена міцна і водостійка дрібно-, середньозерниста структура; пухке грубопористо-дрібнотріщинувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах, карбонати у формі пропитування; густо переплетений коренями степових злаків і різнотрав'я (>60%); перехід виразний рівний.

H(k) (A_{ca}) (12–37 см) – темно-сірий (10 YR 4/1), однорідний, рівномірний; вологий, легкоглинистий; чітко виражена міцна водостійка середньозерниста структура; пухке грубопористо-шпарувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах, карбонати у формі пропитування; багато корінців степових трав; перехід помітний рівний.

HP(k) (AB_{ca}) (37–56 см) – темно-сіро-бурий (10 YR 4/2), однорідний, рівномірний; вологий, легкоглинистий; чітко виражена міцна водостійка грубоозернисто-дрібногоріхувата структура; пухке грубопористо-шпарувате структурне складення; рясні червоточини, залишкові карбонати у формі друз і журавчиків; багато дрібних корінців степових трав; перехід помітний хвилястий.

DGI (BA) (56–100 см) – зеленкувато-оливково-сірий (5 YR 6/2); вологий; важкоглинистий; грубогоріхувато-брилувата структура; щільне пористо-тріщинувате слабоструктурне складення; зеленкувато-сизі плями закисних з'єднань заліза (FeCO_3 , $\text{Fe}_3(\text{PO}_4) \cdot 8\text{H}_2\text{O}$).

На вододільній поверхні ерозійного останця ґрунт розвивається у складних літологічних умовах. Рендзина типова (дерново-карбонатний ґрунт) сформувалася на двочленних відкладах. Гумусовий позем грубизною 35–37 см накладається на літологічну основу елювію крейдяного мергелю, який поступово переходить у сильно звітрену породу з грубими прошарками (лінзами) глауконітової глини. Важкий гранулометричний склад і літологічна неоднорідність ґрунтового-підґрунтової товщі підтверджується морфологічним аналізом профілю і показниками дисперсності ґрунту. Невисокий вміст (34–38 %) лесової фракції (часточки розміром 0,05–0,01 мм) та різке зменшення її кількості (у тричі) на глибині метрового шару, з одночасним збільшенням вмісту мулу у 2–3 рази, свідчить на користь літологічної неоднорідності порід. На фоні значної кількості мулу (22–61 %) даний факт є вагомою підставою вважати, що ґрунт сформувався на високо карбонатній породі, неглибоко підстеленій глиною. Висока дисперсність ґрунтової товщі з водостійким бар'єром на глибині 1 м призводить до періодичного перезволоження ґрунту зі стійкими ознаками глибинного оглеєння у формі зеленкувато-сизих плям закисних з'єднань заліза.

Показники літологічного профілю синхронізуються з даними хімічної експертизи ґрунту. До глибини зміни порід спостерігається

надвисока лужність ґрунту (8,0–9,1) практично по всьому профілю. Значна гумусованість дернового шару (8,6 %) характеризується на рівні формування перегнійного позему з накопиченням грубого гумусу (рогумус). Ґрунту притаманна критично висока сума вбирних основ (41,0–44,0 ммоль) з абсолютним домінуванням увібраного Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–10 разів. Абсолютні значення більшості з цих показників різко змінюються на глибині 90–100 см. При збереженні високої лужності ґрунтового середовища різко збільшується сума вбирних основ (до 62 ммоль). При цьому зберігається загальне домінування Ca^{2+} над Mg^{2+} у вбирному комплексі, але у значно менших пропорціях (3,8). Зростання частки Mg^{2+} у вбирному комплексі вказує на надмірну зволоженість ґрунту, домінування редуційних процесів і глибинне оглеєння профілю.

На штучному відслоненні, розташованому в 5 м ліворуч від оглядового майданчика, розрізом Кг-252 експоновано товщу чорнозему типового (*Haplic Chernozem*) міграційно-міцелярного карбонатного малогумусного середньоглибокого грубошпильовато-середньосуглинкового на лесоподібному суглинку вододільної фації. *Угіддя*: цілинний некошений степ. *Поверхня ґрунту* килимова, задернована-зерниста. *Рослинність*: значно бідніша і ксероморфніша ніж на ділянці некошеного степу на невисокому



HO (O) (4–0 см) – степова повсть з лучно-степового різнотрав'я, виразними шарами ферментації і мінералізації;

Hdk (A_{1ca}) (0–11 см) – дернина: темно-сірий (10 YR 4/1), однорідний, рівномірний; свіжий; середньосуглинковий; чітко виражена міцна водостійка дрібно-, середньозерниста структура (GR); пухке грубопористо-дрібнотріщинувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах, багато гнізд стриживів, карбонати у формі пропитування; густо переплетені корені щільнодернинних степових злаків і різнотрав'я (>60%); перехід виразний рівний.

Hk (Aca) (11–37 см) – темно-сірий (10 YR 4/1), однорідний, рівномірний; свіжий, середньосуглинковий; чітко виражена міцна водостійка середньо-, грубозерниста структура; пухке грубопористо-дрібнотріщинувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах, гнізда стриживів, карбонати у формі пропитування; багато коренів степових трав; перехід помітний хвилястий.

Hpk (ABca) (37–72 см) – темно-сіро-бурий (10 YR 4/2); свіжий; середньосуглинковий; чітко виражена міцна водостійка грубозерниста структура; пухке грубопористо-тріщинувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах, гнізда стриживів, карбонати CaCO₃ у формі плісняви і псевдоміцелію; багато коренів степових трав; перехід помітний кишеньковий.

Phk (B₁ca) (72–120 см) – сіро-бурий (10 YR 5/2) однорідний, рівномірний; свіжий; середньосуглинковий; міцна зернисто-грубогоріхувата структура; щільне пористо-капілярне структурне складення; транзитні червоточини з гумусовими кутанами, одиничні темні кротовини, дендрити, максимум видимих форм карбонатів CaCO₃ у формі псевдоміцелію і прожилок; часто грубі корінці трав; перехід поступовий дифузний.

P(h)k (Cca) (120–180 см) – світло-буро-сірий (10 YR 6/2) неоднорідний кротовинний лес, нерівномірний; свіжий; середньосуглинковий; грудкувато-брилувата структура; щільне капілярно-тріщинувате складення; одиничні червоточини зі складними кутанами, ходи грубих коренів трав і чагарничків, темні кротовини, карбонати CaCO₃ у формі псевдоміцелію, прожилок, зрідка журавчиків з окремнілим ядром і вапнистим ореолом (в шарі 150–170 см), вертикальні тріщини лесової товщі; перехід поступовий дифузний.

Pk (Cca) (180–250 см) – дуже блідо-бурий (палево-бурий) лесоподібний суглинок (10 YR 7/3) однорідний, рівномірний; свіжий; середньосуглинковий; щільне капілярне безструктурне складення; карбонати CaCO₃ у формі прожилок, вертикальні тріщини лесової товщі.

ерозійному пагорбі-останці (див. розріз Кг-251). *Мезорельєф*: верхня частина привододільного схилу 2–3° південно-західної експозиції на високому 334,7 м пагорбі у північно-східній частині резервату. *Мікрорельєф* не виражений. *Нанорельєф* виразно зоогенний. *Ґрунтотворна*

і підстильна порода: лесоподібний суглинок на всю глибину експонованої товщі (3,0 м). *Скупання* від 10 % розчину HCl: з поверхні слабке, фрагментарне; з 37 см, сильне і суцільне. Ознаки профільного оглеєння не виявлені.

Результати фізичної і хімічної експертизи

грунту підтверджують його морфологічну діагностику і приналежність до асоціації акумулятивно-гумусових ґрунтів. Чорнозем типовий міграційно-міцелярний сформувався на лесоподібних породах грубопилувато-середньосуглинкового гранулометричного складу. Ґрунт відзначається характерним для лучно-степових чорноземів Вологої атлантичної фації слабо диференційованим за мулом профілем [19]. Витримано високий вміст лесової фракції (57–61 %) в усьому профілі характеризує ґрунти на літологічно однорідних ґрунтоутворних породах, що формувалися в умовах екстразонального бореального лісостепу. Літологічну однорідність ґрунтової товщі підтверджує аналогічний розподіл по профілю мізерної кількості піщаної фракції (до 1,0 %). Дещо не витриманий по профілю розподіл середньо-і дрібнопилуватих фракцій є результатом специфічних особливостей їхньої акумуляції при формуванні лесової товщі у плейстоцені.

В актуальному часі чорнозем типовий функціонує у режимі цілини. Проте фізико-хімічні характеристики його профілю неоднозначні. Вони дуже подібні до показників агрочорноземів типових вологих [20]. В умовах Вологої атлантичної фації середньоглибокий гумусовий позем з відносно низьким, як для чорнозему типового, вмістом гумусу (2,3–2,9 %) є ознакою ґрунту, який сформувався в умовах схилового ґрунтоутворення, або певний час був невід'ємною складовою агроландшафту. В обох випадках наслідком такого функціонування є дисбаланс надходження органічної речовини у результаті незбалансованої ерозії на схилах або виснаження ґрунту в умовах агроландшафту. За актуальними фізико-хімічними характеристиками чорнозем сформувався на слабо карбонатному лесоподібному суглинку.

HO (O) (2–0 см) – степова повсть з лучно-степового різнотрав'я, виразними шарами ферментації і мінералізації.

Hdk (A_{1ca}) (0–12 см) – дернина: темно-сірий (10 YR 4/1), однорідний, рівномірний; вологий; середньосуглинковий; чітко виражена міцна і водостійка дрібнозерниста структура; пухке грубопористо-дрібнотріщинувате структурне складення; червоточини; густо переплетений коренями степових злаків і різнотрав'я (>60%); перехід виразний рівний;

P(h)k (Cca) (12–20 см) – світло-буро-сірий, неоднорідний (10 YR 6/2); свіжий; важко-суглинковий; грудкувато-брилувата структура; щільне пористо-тріщинувате слабоструктурне складення; первинні карбонати CaCO₃, багато корінців степових трав.

Pk (Cca) (глибше 20 см) – елювій вапняку.

На бортах карстово-ерозійно-акумулятивної водозбірної лійки сформувалась літокатена з мозаїки рендзин типових слабозвинених і поверхневих ініціальних ґрунтових утворень на елювій-делювій вапняку, підстеленого з глибини 50 см гіпсами. Поверхневий розріз

Поверхнева карбонатність ґрунту має комплекс причин, серед яких, неглибоке підстилання лесової товщі сильно карбонатними породами, контрастний водно-тепловий режим ґрунту в умовах літологічної неоднорідності карстово-ерозійного рельєфу південно-західних схилів резервату, підвищена евапотранспірація вологи лучно-степової екосистеми, вторинне закарбонатавання профілю у результаті розвитку явища реградації.

Висока лужність ґрунтового середовища викликана вільними карбонатами кальцію. У гумусовому поземі спостерігається висока сума вбирних основ (30,0–32,0 ммоль), яка закономірно знижується з глибиною. У вбирному комплексі 60 см товщі ґрунту закономірно переважає Ca²⁺ над Mg²⁺ у 6–9 разів (у дернині – у 28 разів). Дане співвідношення поступово зменшується з глибиною до 2–5 разового домінування Ca²⁺ за рахунок збільшення у вбирному комплексі частки Mg²⁺.

Неглибокими розрізами Кг-253 і розташованим поряд (на відстані 25 м) розрізом Кг-254 експоновано товщу ґрунтів на карбонатних породах. Розріз Кг-253 характеризує рендзину типову слабозвинену грубопилувато-середньосуглинкову на елювій-делювій вапняку. *Абсолютна висота*: 333,7 м н. р. м. *Поверхня ґрунту*: килимова, задернована-зерниста. *Рослинність* цілинна лучно-степова. *Мезорельєф*: південно-західний ерозійний схил на бортах карстово-ерозійно-акумулятивної водозбірної лійки. *Мікрорельєф*: карстовий горбкувато-виїмковий. *Ґрунтоутворна і підстильна порода*: елювій-делювій вапняку, підстелений з 50 см гіпсами. *Скипання* від 10 % розчину HCl з поверхні, сильне. Ознаки поверхневого оглеєння не виявлені.

Кг-254 на глибину 15 см характеризує ініціальний карбонатний ґрунт грубопилувато-піщанистого гранулометричного складу на елювій вапняку. Ґрунти літокатени характеризуються слабозвиненим профілем з елементами первинного ґрунтоутворного процесу на оголених

породах. Літологічний профіль рендзини та ініціального ґрунтового утворення характеризується значною текстурною строкатістю з підвищеним вмістом піску і щебню. Високий вміст гумусу (9–15 %) характеризує розвиток перегнійного дернового процесу з накопиченням грубого гумусу і нерозкладеного торфу. Незначна кількість розчинних карбонатів (до 1,0 %) у дерновому шарі створює слабо лужне середовище ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 7,0–7,1).

На дніщі карстової водозбірної лійки південно-західного макросхилу резервату “Касова гора” закладено глибокий розріз Кг-255, який розкриває товщу чорнозему лучного (*Lu-*

vic Phaeozem (Pachic)) середньогумусного глибокого грубопилувато-легкоглинистого на дочетвертинних глинах. Абсолютна висота місцевості 332,7 м. Поверхня ґрунту: килимова, задернована-зерниста. Рослинність цілинна лучно-степова. Мезорельєф: карстово-ерозійна водозбірна лійка південно-західного макросхилу резервату. Мікрорельєф: рівна поверхня дніща водозбірної лійки. Нанорельєф не виражений. Ґрунотворна і підстильна порода: дочетвертинні глини. Скипання від 10 % розчину HCl: відсутнє на всю глибину розрізу. Ознаки профільного оглеєння з глибини 120 см.



HO (O) (4–0 см) – степова повсть з лучно-степового різнотрав’я, виразними шарами ферментації і мінералізації.

Hd (A₁) (0–12 см) – дернина: дуже темно-сірий, до чорного (10 YR 3/1), однорідний, рівномірний; вологий; легкоглинистий; чітко виражена міцна і водостійка дрібно-, середньозерниста структура; пухке грубопористо-дрібнотріщинувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах; густо переплетений коренями степових злаків і різнотрав’я (>60%); перехід виразний рівний;

H (A) (12–70 см) – дуже темно-сірий, до чорного (10 YR 3/1), однорідний, рівномірний; вологий, легкоглинистий; чітко виражена міцна водостійка середньозерниста структура; пухке грубопористо-шпарувате структурне складення; рясні червоточини, копроліти, камери комах; багато корінців степових трав; перехід поступовий рівний.

Hp (AB) (70–110 см) – дуже темно-сірий, до чорного (10 YR 3/1), однорідний, рівномірний; вологий; легкоглинистий; чітко виражена міцна водостійка грубоозернисто-дрібногоріхувата структура; пухке грубопористо-шпарувате структурне складення; рясні червоточини; багато дрібних корінців степових трав; перехід поступовий рівний.

PHgl (BA) (110–130 см) – дуже темний сіро-бурий строкато-дрібноплямистий, нерівномірний (10 YR 3/2); вологий; суглинок важкий; грудкувато-брилувата структура; щільне пористо-тріщинувате слабоструктурне складення; іржаво-бурі плями R_2O_3 , дрібні корінці степових трав.

Морфологічна будова і дисперсність ґрунтово-підґрунтової товщі чорнозему лучного середньогумусного глибокого легкоглинистого на дочетвертинних глинах вказують на дуже давній, можливо до пліоценовий, час формування карстової воронки та її заповнення глинистими відкладами. Літологічний профіль ґрунту дуже витриманий на глибину 1,5 м, практично за усіма гранулометричними фракціями. Повна відсутність дрібного піску і рівномірний розподіл мізерної кількості (до 0,6 %) крупнопіщаної фракції на глибину 1,5 м вказує на спокійний режим акумуляції глинистого матеріалу. Він ймовірно відбувався у прибережних лагунах давнього теплого сарматського ба-

сейну на що вказує відсутність карбонатів у глинистій товщі. За вмісту мулистої фракції 29,0–42,0 %, кількість фізичної глини становить 60,0–71,0 %. Критично низькі як для глин сіалітного складу показники вмісту гігроскопічної вологи (біля 1,0 %) імовірно вказують на домінування каолініту у складі глин, що підтверджує попередні припущення.

За повної відсутності карбонатів у профілі нейтральна реакція ґрунтових розчинів змінюється на слаболужну поза межами зони ризосфери. У такому разі реакція середовища визначається дерновим ґрунотворним процесом і циркуляцією геохімічних потоків, які контактують з навколишніми карбонатними

породами. За вмістом гумусу у дерновому шарі чорнозем класифікується як середньогумусний (6,1–6,2 %). Серед агрочорноземів Західного Поділля такий рівень гумусованості профілю давно втрачений [21]. Гумусовий профіль чорнозему лучного середньогумусного характеризується рівномірно-акумулятивним типом накопичення гумусових речовин на значну глибину. На межі двометрового шару (90–100 см) вміст гумусу дуже високий і становить 3,8 %. Це вказує на глибокий дерновий процес в умовах багатой цілинної лучно-степової екосистеми. Не менш важливим чинником формування глибокого гумусового профілю є безперешкодна міграція мобільних фракцій гумусу і водорозчинних органічних речовин у сприятливих умовах рельєфу за відсутності надлишку карбонатних акумуляцій у профілі. Сума вбирних основ до глибини 70 см дуже висока 40,0–49,0 ммоль з домінуванням у вбирному комплексі Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–9 разів. До глибини 140 см загальна тенденція високого насичення вбирного комплексу основами зберігається (38,0–43,0) з дещо вищим співвідношенням Ca^{2+} : Mg^{2+} (8–19), що пов'язується з геохімічною міграцією CaHCO_3 у глибоких поземах ґрунту.

Висновки та перспективи використання дослідження. Екосистеми лучних степів на теренах Бурштинського Опілля є екстразональними, які ізольованими масивами включені в біом європейських листяних лісів, формуючи своєрідний мозаїчний лісостеповий ландшафт. Лучні степи не утворюють єдиного масиву, а розосереджені на сімох невеликих кластерах, що унеможлиблює їхнє об'єднання у єдину функціональну мережу. Лучні степи Бурштинського Опілля мають комплексне реліктово-антропогенне походження в основі якого лежить едафічний чинник. Умови зростання, видовий склад і географія степової рослинності визначаються мікрокліматом ґрунту. В умовах нестійкого балансу між теплом і вологою сприятливі передумови для поселення степової рослинності виникають за специфічного поєднання рельєфу і літології порід. До них належать високі береги меридіональних долин лівих допливів Дністра з крутосхилами, на яких лесові породи розмиті або підстелені сильно звітряними верствами тріщинувато-кавернозних вапняків, гіпсо-ангідритів з прошарками глауконітових пісковиків і глин. Така стратиграфія порід створює передумови для швидкої інфільтрації атмосферних опадів і формування провального (контрастного) водного режиму ґрунтів. Контрастний мікроклімат ґрунтів сприяв збереженню та еволюції біомів лучного степу, мозаїчній інвазії

та закріпленню мезоксерофітної степової флори посеред навколишніх лісових масивів. Місцевий едафічний чинник свідчить на користь ендемічного походження біомів екстразональних лучних степів Бурштинського Опілля.

Структура ґрунтового покриву представлена контрастними геолітогенними мозаїками чорноземів типових міграційно-міцелярних карбонатних неглибоких і середньоглибоких на лесоподібних суглинках вододільної фації з чорноземами лучними середньогумусними глибокими на дочетвертинних глинах карстових водозбірних лійок, рендзинами типовими й ембріональними карбонатними ґрунтовими утвореннями на елювії-делювії вапняків і гіпсів крутосхилових поверхонь.

На вододільних поверхнях і приводільних схилах ізольованих пагорбів-останців у складних геологічних умовах формуються рендзини типові на двочленних відкладах. Гумусовий позем незначної грубизни накладається на літологічну основу елювію крейдяного мергелю, який поступово переходить у сильно звітрянено породу з грубими прошарками (лінзами) глауконітової глини. До глибини зміни порід спостерігається надвисока лужність ґрунтового середовища. Ґрунти добре гумусовані (3,0–8,1 %) з високими показниками суми вбирних основ (41,0–44,0 ммоль) і абсолютним домінуванням увібраного Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–10 разів.

На південно-західних схилах високих пагорбів сформувалися чорноземи типові міграційно-міцелярні карбонатні малогумусні середньоглибокі на літологічно однорідних лесоподібних породах грубопилувато-середньосуглинкового гранулометричного складу. Вони функціонують в умовах схилового ґрунтоутворення і відзначаються невисоким вмістом гумусу (2,3–2,9 %), високою лужністю від вільних карбонатів, високою сумою вбирних основ (30,0–32,0 ммоль) з переважанням вбирного Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–9 разів (у дернині – у 28 разів).

На бортах карстово-ерозійно-акумулятивних водозбірних лійок сформувалися літокатени з мозаїками рендзин типових слабозвинених і поверхневих ініціальних ґрунтових утворень на елювії-делювії вапняку, підстеленого з глибини 50 см гіпсами. На днищі карстової водозбірної лійки південно-західного макросхилу поширені чорноземи лучні середньогумусні глибокі грубопилувато-легкоглинисті на дочетвертинних глинах імовірно каолінітового складу. Відзначаються високим вмістом мулистої фракції 29,0–42,0 % у складі фізичної глини (60,0–71,0 %). Нейтральна реакція ґрун-

тових розчинів (6,8–7,0) змінюється на слабо-лужну (7,1–7,5) поза межами зони ризосфери. Грунтам притаманний рівномірно-акумулятивний тип гумусового профілю з високим вмістом гумусу (6,1–6,2 %) у дерновому шарі, який пос-

тупово знижується на глибині другого метрального шару до 3,8 %. Сума вбирних основ до глибини 70 см дуже висока 40,0–49,0 ммоль з домінуванням у вбирному комплексі Ca^{2+} над Mg^{2+} у 6–9 разів.

Література:

1. Агрокліматичний довідник по Івано-Франківській області. Київ : Держсільгоспвидав УРСР, 1959. 83 с.
2. Біота лучних степів Бурштинського Опілля: наукова монографія / А. М. Загорока (ред.), Н. В. Шумська, В. В. Бучко, І. І. Дмитраш-Вацеба, В. Б. Маланюк, Н. А. Смірнов. Івано-Франківськ : Симфонія форте, 2018. 212 с. ISBN 978-966-286-137-2
3. Бучко В., Наконечний О. Галицький національний природний парк. Івано-Франківськ, 2006. 46 с.
4. Відейко М. Ю. Подорож до прадавньої країни: наук.-попул. вид. Київ : Вища школа, 2011. 167 с.
5. Вітвіцький Я., Гаськевич В., Папіш І. Деградація чорноземів Придністерської височини: монографія. Київ: "Прінтту", 2025. 160 с.
6. Гарбар В. В., Позняк С.П. Рендзини Подільських Товтр : монографія. Львів; Кам'янець-Подільський : Друкарня Рута, 2017. 191 с.
7. Геоботаничне районування Української РСР. К.: Наукова думка, 1977. 304 с.
8. Гулик С. В. Ретроспективний аналіз лучно-степових ландшафтів Західного Поділля, їх сучасний стан та напрям розвитку : автореф. дис. ... на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук : спец. 11.00.01 "Фізична географія, геофізика і геохімія ландшафтів". Тернопіль, 2011. 20 с.
9. Загальський А., Паньків З. Чорноземи (Chernozems) західноподільського лучно-степового резервату «Касова Гора» / Генеза, географія та екологія ґрунтів. Збірник наукових праць. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, випуск 7, 2025. С. 89-96.
10. Кіт М. Г. Клімат ґрунтів Західних областей України. Автореф. дис. к. геогр. н. Львів, 1995. 25 с.
11. Клімат України / за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. Київ : Вид-во Раєвського, 2003. 343 с.
12. Ковальська Л.В. Особливості карстового рельєфу території Галицького національного природного парку. Охорона і менеджмент об'єктів неживої природи на заповідних територіях [Матеріали міжнародної науково-практичної конференції]. – Гримайлів-Тернопіль: «Джура», 2008. С. 136–139.
13. Козій Г. В. Флора і рослинність західних областей України. *Праці батан. саду Львівського ун-ту*, 1963. С. 7–20.
14. Лісовський А., Папіш І. Чорноземи типові Придністерського Поділля : монографія. Кам'янець-Подільський: "Рута", 2024. 198 с.
15. Методика проведення агрохімічної паспортизації земель сільсько-господарського призначення : керівний нормативний документ / За ред. Яцука І. П., Балюка С. А. – 2-ге вид., допов. Київ, 2019. 108 с.
16. Національний стандарт України. Якість ґрунту. Показники родючості ґрунтів. ДСТУ 4362:2004. Київ. ДЕРЖСПОЖИВСТАНДАРТ УКРАЇНИ. 2025.
17. Паньків З.П. Чорноземи типові державного заказника «Касова Гора» / Вісник Львівського університету. Серія географічна, 2008, Випуск 35. С. 279-283.
18. Павлюк Н. М., Гаськевич В.Г. Сірі лісові ґрунти Опілля : монографія. Львів : ЛНУ імені Івана Франка. 2011. 322 с.
19. Папіш І. Я., Іванюк Г. С., Позняк С. П., Ямелинець Т. С. Едафічні критерії ґрунтово-географічного районування лісостепових ландшафтів Волино-Поділля / Вісник Одеського національного університету. Серія: географічні та геологічні науки. Одеса, 2022. Т. 27, вип. 1(40). С. 72–84. DOI: 10.18524/2303–9914.2022.1(40).257534
20. Папіш І., Іванюк Г. Класифікація агрочорноземів Західноукраїнського краю // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного ун-ту ім. Володимира Гнатюка. Серія: Географія, 2025. Т. 59. №2. С. 35–43. <https://doi.org/10.25128/2519-4577.25.2.4>
21. Папіш І. Чорноземи на лесових породах Західноукраїнського краю: монографія. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка. 2022. 326 с.
22. Підкова О. М., Кіт М.Г. Літогенно-генетична зумовленість формування ґрунтового покриву Розточчя: монографія. Львів : Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2010. 246 с.
23. Позняк С. П., Красеха Є. Н., Кіт М. Г. Картографування ґрунтового покриву : навчальний посібник. Львів : ЛНУ ім. Івана Франка, 2003. С. 243–250.
24. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / [За ред. Ж.М. Матвіїшиної]. К.: Наукова думка, 2010. 192 с.
25. Ситник О., Богущкий А., Коропецький Р., Ланчонт М., Мадейська Т., Кусяк Я. Нові датування палеолітичних шарів Куличівки / Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині. 2012. Вип. 16. С. 76–103.
26. Buber L. Die galizisch-podolische Schwarzerde, ihre Entstehung und naturliche Beschaffenheit und die gegenwärtigen landwirtschaftlichen Betriebs-verhältnisses des Nordostens dieser Bodenzone Galiziens. Leopold Buber. Berlin. 1910. 205 s. (In German).

References:

1. Ahroklimatychnyi dovidnyk po Ivano-Frankivskii oblasti. Kyiv : Derzhsilhospyvdav URSR, 1959. 83.
2. Biota luhnykh stepiv Burshytynskoho Opillia: naukova monohrafiia / A. M. Zamoroka (red.), N. V. Shumska, V. V. Buchko, I. I. Dmytrash-Vatseba, V. B. Malaniuk, N. A. Smirnov. Ivano-Frankivsk: Symfoniia forte, 2018. 212 s. ISBN 978-966-286-137-2
3. Buchko V., Nakonechnyi O. Halytskyi natsionalnyi pryrodnyi park. – Ivano-Frankivsk, 2006. 46 s.
4. Videiko M. Yu. Podorozh do pradavnoi krainy: nauk.-popul. vyd. Kyiv : Vyshcha shkola, 2011. 167 s.
5. Vitvitskyi Ya., Haskevych V., Papish I. Dehradatsiia chornozemiv Prydnisterskoi vysochyny: monohrafiia. Kyiv: "Printtu", 2025. 160 s.
6. Harbar V. V., Pozniak S. P. Rendzyny Podilskykh Tovtr: monohrafiia. Lviv; Kamianets-Podilskyi: Drukarnia Ruta, 2017. 191 s.
7. Heobotanichne raionuvannia Ukrainskoi RSR. K.: Naukova dumka, 1977. 304 s.
8. Hulyk S. V. Retrospektyvnyi analiz luhno-stepovykh landshaftiv Zakhidnoho Podillia, yikh suchasnyi stan ta napriam rozvytku:

- avtoref. dys. ... na zdobuttia nauk. stupenia kand. heohr. nauk: spets. 11.00.01 "Fizychna heohrafiia, heofizyka i heokhimiia landshaftiv". Ternopil, 2011. 20 s.
9. Zahalskyi A., Pankiv Z. Chornozemy (Chernozems) zakhidnopodil'skoho luchno-stepovoho rezervatu «Kasova Hora» /Heneza, heohrafiia ta ekolohiia gruntiv. Zbirnyk naukovykh prats. Lviv : LNU imeni Ivana Franka, vypusk 7, 2025. S. 89-96.
 10. Kit M. H. Klimat gruntiv Zakhidnykh oblasteri Ukrainy. Avtoref. dys. k. heoh. n. Lviv, 1995. 25 s.
 11. Klimat Ukrainy / za red. V. M. Lipinskoho, V. A. Diachuka, V. M. Babichenko. Kyiv : Vyd-vo Raievskoho, 2003. 343 s.
 12. Koval'ska L. V. Osoblyvosti karstovoho reliefu terytorii Halytskoho natsionalnoho pryrodnoho parku // Okhorona i menezhment ob'ektiv nezhyvoi pryrody na zapovidnykh terytoriiakh [Materialy mizhnarodnoi naukovo-praktychnoi konferentsii]. – Hrymailiv-Ternopil: «Dzhura», 2008. S. 136-139.
 13. Kozii H. V. Flora i roslynnist zakhidnykh oblasteri Ukrainy. Pratsi batan. sadu Lvivskoho un-tu, 1963. S. 7–20.
 14. Lisovskiy A., Papish I. Chornozemy typovi Prydnisterskoho Podillia: monohrafiia. Kamianets-Podil'skyi: "Ruta", 2024. 198 s.
 15. Metodyka provedennia ahrokhimichnoi pasportyzatsii zemel sil'sko-hospodarskoho pryznachennia: kerivnyi normatyvnyi dokument / Za red. Yatsuka I. P., Baliuka S. A. – 2-he vyd., dopov. Kyiv, 2019. 108 s.
 16. Natsionalnyi standart Ukrainy. Yakist gruntiv. Pokaznyky rodiuchosti gruntiv. DSTU 4362:2004. Kyiv. DERZHSPZHVVSTANDART UKRAINY. 2025.
 17. Pankiv Z. P. Chornozemy typovi derzhavnogo zakaznyka «Kasova Hora» /Visnyk Lvivskoho universytetu. Seriiia heohrafichna, 2008, Vypusk 35. S. 279–283.
 18. Pavliuk N. M., Haskevych V. H. Siri lisovi grunty Opillia: monohrafiia. Lviv : LNU imeni Ivana Franka. 2011. 322 s.
 19. Papish I. Ya., Ivaniuk H. S., Pozniak S. P., Yamelynets T. S. Edafichni kryterii gruntovo-heohrafichnoho raionuvannia lisostepovykh landshaftiv Volyno-Podillia /Visnyk Odeskoho natsionalnoho universytetu. Seria: heohrafichni ta heolohichni nauky. Odesa, 2022. T. 27, vyp. 1(40). S. 72–84. DOI: 10.18524/2303–9914.2022.1(40).257534
 20. Papish I., Ivaniuk H. Kласyfikatsiia ahrochornozemiv Zakhidnoukrainskoho kraiu // Naukovi zapysky Ternopil'skoho natsionalnoho pedahohichnoho un-tu im. Volodymyra Hnatiuka. Seriiia: Heohrafiia, 2025. T. 59. №2. S. 35–43. <https://doi.org/10.25128/2519-4577.25.2.4>
 21. Papish I. Chornozemy na lesovykh porodakh Zakhidnoukrainskoho kraiu: monohrafiia. Lviv: LNU im. Ivana Franka. 2022. 326 s.
 22. Pidkova O. M., Kit M. H. Litohehno-henetychna zumovlenist formuvannia gruntovoho pokryvu Roztochchia: monohrafiia. Lviv: Vyd. tsentr LNU imeni Ivana Franka, 2010. 246 s.
 23. Pozniak S. P., Krasiekha Ye. N., Kit M. H. Kartohrafuvannia gruntovoho pokryvu: navchalnyi posibnyk. Lviv: LNU im. Ivana Franka, 2003. S. 243–250.
 24. Prostorovo-chasova koreliatsiia paleoheohrafichnykh umov chetvertynnoho periodu na terytorii Ukrainy / [Za red. Zh. M. Matviishynoi]. K.: Naukova dumka, 2010. 192 s.
 25. Sytnyk O., Bohutskiy A., Koropetskyi R., Lanchont M., Madeiska T., Kusiak Ya. Novi datuvannia paleolitychnykh shariv Kulychivky / Materialy i doslidzhennia z arkheolohii Prykarpattia i Volyni. 2012. Vyp. 16. S. 76–103.
 26. Buber L. Die galizisch-podolische Schwarzerde, ihre Ennstehung und naturliche Beschaffenheit unb die gegenwatigenlandwirtschaftlichen Betriebs-verhaltnissedes Nordostens dieser Bodenzone Galiziens. Leopold Buber. Berlin. 1910. 205 s. (In German).

Надійшла до редакції 25.02.2026 р.

Прийнята до друку 20.03.2026 р.

Опублікована 02.04.2026 р.

