

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ
УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

Яворська Андріана Михайлівна

УДК 631.4:911.2(477.8:292.452)

ДИСЕРТАЦІЯ
ІНІЦІАЛЬНІ ҐРУНТИ ВЕРХОВИНСЬКОГО ВОДОДІЛЬНОГО ХРЕБТА
УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Спеціальність – 103 «Науки про землю»

Галузь знань – 10 «Природничі науки»

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії.

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело.

_____ А. М. Яворська

Науковий керівник:
Паньків Зіновій Павлович
доктор географічних наук, професор

Львів – 2022

АНОТАЦІЯ

Яворська А. М. Ініціальні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю **103 «Науки про Землю»** галузі знань **10 «Природничі науки»**. – Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, 2022.

Незважаючи на світові тенденції в вивченні ініціальних ґрунтів та ініціального ґрунтоутворення, вони є найменш вивченими на сучасному етапі ґрунтознавчих досліджень в межах території України. Проте, їхнє всестороннє дослідження дозволить доповнити стадійність ґрунтоутворення та особливості еволюції ґрунтового покриву Українських Карпат. Відсутність систематизованих досліджень ініціальних ґрунтів зумовлена насамперед незначними площами їхнього поширення та недосконалістю теоретико-методологічних відомостей для їхнього дослідження. Термін ініціальні ґрунти є досить широко вживаним, хоча різні дослідники за допомогою нього трактують різні ґрунтові утворення. В європейській класифікації ініціальні ґрунти виокремлюються та мають чіткі діагностичні ознаки. В сучасну класифікацію ґрунтів України ініціальні ґрунти не включені, що створює значні труднощі при проведенні їхнього дослідження, пов'язані насамперед з відсутністю чітко встановлених діагностичних критеріїв для віднесення їх до певного таксономічного рівня.

Метою роботи є встановлення ареалів поширення ініціальних ґрунтів в межах Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат, їхньої генези та вивчення сукупності чинників, що зумовлюють їхнє формування.

Наукова новизна отриманих результатів:

- встановлено видовий склад основних груп мікроорганізмів та їхнє співвідношення на різних стадіях розвитку ініціальних органогенних ґрунтів;

- визначено загальні фізико-хімічні властивості та показники валового хімічного складу ініціальних органогенних ґрунтів, а отримані результати використано для діагностики ЕГП;
- розраховано енергетичний потенціал мінеральної та органічної складової ініціальних органогенних ґрунтів ;
- запропоновано діагностичні критерії стадій розвитку ініціального органогенного ґрунту (ембріональні утворення, ґрунтоподібні тіла, первинні та примітивні ґрунти).

Отримані результати дисертаційного дослідження є основою для вирішення важливих генетичних і класифікаційних проблем ґрунтознавства. Результати досліджень доцільно використовувати для вдосконалення класифікації ґрунтів України.

Поширення різних типів ґрунтів в Українських Карпатах обумовлено законом висотної поясності. Саме зміна абсолютних висот зумовлює зміну кліматичних показників, типів рослинного покриву і, відповідно, ґрунтів. Проте в місцях виходу на денну поверхню щільних пісковиків ця закономірність порушується, оскільки формуються інтразональні ініціальні органогенні ґрунти, дослідження яких є ключем для встановлення генези та особливостей еволюційного розвитку ґрунтів Українських Карпат.

Встановлення стадійності та специфіки кожної стадії формування ініціальних ґрунтів дозволить більш чітко зрозуміти механізми формування ґрунтового покриву Українських Карпат впродовж всього часу ґрунтоутворення в регіоні.

Домінуючими чинниками формування ініціальних органогенних ґрунтів є біотичний та мікрокліматичний, саме сукцесійні зміни рослинного покриву зумовлюють еволюцію ініціального ґрунту. Для кожної стадії ініціального ґрунтоутворення характерний свій ценозоформуючий вид, так ембріональні утворення представлені в основному накипними лишайниками (лепрарія (*Leparia incana* (L.Ach), кладонія жовто-зелена (*Cladonia ochrochlora*),

леканоразаплутана (*Lecanoraintricate* (Ach.) Ach), умбілікрія циліндрична (*Umbilicariaculindrica* (L.) Delise); ґрунтоподібні тіла формуються головню під листовими лишайниками (*Parmelia saxatilis*). Первинні ґрунти характеризується доміванням у гірсько-лісовій зоні мохів леукобрія сизого (*Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angsts.), а в субальпійській – політріхуму стиснутого (*Polytrichum strictum*). З поступовою еволюцією ініціального ґрунту поселяються вищі угруповання, а саме лучне різнотрав'я (тимофіївка лучна (*Phleumpretense*)), дернових злаків (біловус стиснений (*Nardusstricta*)), чагарники (чорниця звичайна (*Vacciniummyrtillus*)), брусниця звичайна (*Vacciniumvitis-ideea*), ялівець звичайний (*Juniperuscommunis*)).

Характерною особливістю морфологічної будови ініціальних ґрунтів є незначна потужність ґрунтового профілю, який складається з одного – двох генетичних горизонтів. Потужність горизонту оторф'янілої дернини (Td) коливається в межах 3 – 21 см залежно від стадії ґрунтоутворення та продуктивності рослинного біоценозу. Торфовий горизонт залягає безпосередньо на виходах щільного пісковика, з збільшенням часу ґрунтоутворення формується перехідний горизонт. Потужність торфового горизонту коливається в межах 5 – 21 см. Слабомінералізований торфовий горизонт темно-сірого забарвлення з бурим відтінком, органічна речовина слаборозкладена, пронизаний дрібним корінням, кількість якого зменшується у напрямку до породи. Дослідження особливостей морфологічної будови ініціальних ґрунтів (потужністю профілю, можливістю поділу на генетичні горизонти, здатність відділятися від породи) та сукцесій рослинних угруповань дозволили виділити генетичний ряд ініціальних ґрунтів: ембріональні утворення, ґрунтоподібні тіла, первинні ґрунти, примітивні (молоді) ґрунти.

Гене́за ініціальних органічних ґрунтів обумовлена головню локальними чинниками ґрунтоутворення, а саме кліматичним та біотичним. Так ініціальні ґрунти проходять ряд послідовних еволюційних стадій, кожна з яких має свої характерні особливості та є основою для подальшої еволюції. Основними ЕґП, які беруть

участь еволюційному розвитку та формуванню ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку є: декарбонізація ґрунтоутворної породи є передумовою для початку ембріонального ґрунтоутворення та формування ембріонального ґрунту; ферсіалітизація – процес накопичення рухомих форм Феруму, обумовлена декарбонізацією, яка притаманний найбільшою мірою для ґрунтоподібного тіла; гумусосіалітизація – перетворення мінеральної маси, під дією нейтральних і слабокислих гумусових речовин, що сприяє частковому виносу основ та формуванню дерново-гумусового (оторфянілого) горизонту; торфоутворення, яке характерне для всіх стадій (за винятком ембріональної) та зумовлене, головню, кліматичними умовами території дослідження.

Для всього ряду ініціальних ґрунтів характерна сильно кисла реакція ґрунтового розчину (pH_{KCl} (2,0 – 4,2) $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ (2,9 – 5,0), яка зумовлена, в основному, сполуками Алюмінію. Було встановлено, що весь спектр ініціальних ґрунтів сформованих у межах лісового поясу (КЛ-С) характеризується вищими показниками кислотності та вмістом сполук Алюмінію (19,0 – 25,0 ммоль-екв/ на 100 г ґрунту) в порівнянні з аналогічними ґрунтами сформованими в межах субальпійського поясу, що підтверджує теорію про домінуючий вплив біотичного чинника на генезу та формування морфологічних та фізико-хімічних властивостей ініціальних органогенних ґрунтів. Для всього еволюційного ряду ініціальних ґрунтів характерними особливостями є високий вміст органічного Карбону (35 – 41 %), серед органічних кислот домінують фульво кислоти (58 – 71 %). Встановлено, збільшення показників ступеня розкладу і гуміфікації з кожною наступною еволюційною стадією. Максимальний вміст органічного Карбону відзначається з ґрунтоподібних тілах 41 %, що зумовлено відносно низькими надходженнями відмерлих органічних решток з листових лишайників, які зазнають більш інтенсивного впливу процесу мінералізації та в торфовому горизонті примітивного ґрунту 41 %.

Кількість бактерій в ініціальному ґрунті зростає на кожній наступній еволюційній стадії, так в ембріональному утворенні мінімальна кількість на МПА 7650 на КАА 9845 і простежується безперервне зростання до 19871 на МПА і 21693 на КАА в примітивному (молодому) ґрунті, ця закономірність зберігається і для інших груп мікроорганізмів. Ця закономірність корелюється з фізико-хімічними властивостями досліджуваних ґрунтів, з зниженням показника кислотності та збільшенням вмісту органічного Карбону збільшується кількість ґрунтових бактерій. Виняток становить показник чисельності грибів, який змінюється обернено пропорційно, максимальні значення в ембріональних ґрунтах 401 тис. шт. на 1 г сухого субстрату, мінімальні в примітивних (молодих) ґрунтах 194 – 152 тис. шт. на 1 г сухого субстрату.

У валовому хімічному складі ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку характерною особливістю є накопичення оксидів Кремнезему (від 61,80 % – в породі, до 80,28 % – в примітивному (молодому) ґрунті) сполук Алюмінію (6,44 % – ґрунтоутворна порода, 13,35 % – ґрунтоподібне тіло) та Феруму (2,69 % до 6,13 відповідно), яке зумовлене привнесення зазначених елементів з рослинного опаду та атмосферних опадів. Це підтверджується відомостями елементного складу листових лишайників та мохів, де відзначається акумуляція сполук Алюмінію (від 9,04 % – в листових лишайниках, до 14, 10 % – в мохах) та Феруму, а також Кальцію та Магнію за рахунок біологічного колообігу. Енергетичний потенціал ґрунтоутворення ініціальних ґрунтів за органічної та мінеральною складовою є досить високим, незважаючи на незначну потужність генетичного профілю досліджуваних ґрунтів. Максимальні показники акумуляції енергії органічної частини ініціальних органогенних ґрунтів властиві первинному ґрунту (2552,1 кДж/г), а мінімальні ґрунтоподібному тілу (1670,8 кДж/г), що корелюється з відомостями вмісту C_{org} досліджуваних ґрунтів. Енергія кристалічної гратки ініціальних органогенних ґрунтів коливається в межах 5463,2 кДж/г — в ембріональному утворенні, до 6201,5

кДж/г — в первинному ґрунті. Показник ентропії в ініціальних ґрунтах є відносно не значним, змінюється в межах 52,6 Дж/г в ембріональних утвореннях до 61,4 Дж/г в первинному ґрунті.

Ключові слова: ініціальні ґрунти, Верховинський Вододільний хребет, валовий хімічний склад, генеза, біотичні особливості, фізико-хімічні властивості, морфологічні особливості.

SUMMARY

Yavorska A. M. Initial soils of the Verkhovyna Watershed Ridge of the Ukrainian Carpathians. - Qualifying scientific work on the rights of the manuscript. The dissertation on competition of a scientific degree of the doctor of philosophy on a specialty **103 "Earth sciences"** of a field of knowledge **10 "Natural sciences"**. Ivan Franko National University of Lviv, Lviv, 2022.

Despite the world trends in the study of initial soils and initial soil formation, they are the least studied at the present stage of soil research within the territory of Ukraine. However, their comprehensive study will complement the phasing of soil formation and the peculiarities of the evolution of the soil cover of the Ukrainian Carpathians. The lack of systematic research of initial soils is primarily due to the small areas of their distribution and the imperfection of theoretical and methodological information for their study. The term initial soils is widely used, although different researchers use it to interpret different soil formations. In the European classification, the initial soils are distinguished and have clear diagnostic features. Initial soils are not included in the modern classification of soils of Ukraine, which creates significant difficulties in conducting their research, primarily due to the lack of clearly established diagnostic criteria for classifying them to a certain taxonomic level.

The aim of the work is to establish the distribution areas of the initial soils within the Verkhovyna Watershed of the Ukrainian Carpathians, their genesis and to study the set of factors that determine their formation.

Scientific novelty of the obtained results:

- the species composition of the main groups of microorganisms and their ratio at different stages of development of initial organogenic soils are established;

- the general physical and chemical properties and indicators of gross chemical composition of initial organogenic soils are defined, and the received results are used for diagnostics of EGP;
- the energy potential of the mineral and organic component of the initial organogenic soils is calculated;
- diagnostic criteria of stages of development of initial organogenic soil (embryonic formations, soil-like bodies, primary and primitive soils) are offered.

The obtained results of the dissertation research are the basis for solving important genetic and classification problems of soil science. The results of research should be used to improve the classification of soils in Ukraine.

The distribution of different types of soils in the Ukrainian Carpathians is due to the law of altitude zonation. It is the change in absolute altitudes that causes changes in climatic indicators, types of vegetation and, accordingly, soils. However, in places of access to the day surface of dense sandstones, this pattern is violated, as intrazonal initial organogenic soils are formed, the study of which is the key to establishing the genesis and features of the evolutionary development of soils of the Ukrainian Carpathians. Establishing the stages and specifics of each stage of initial soil formation will allow a clearer understanding of the mechanisms of soil formation in the Ukrainian Carpathians throughout the time of soil formation in the region.

The dominant factors in the formation of initial organogenic soils are biotic and climatic, it is the successive changes in vegetation that determine the evolution of the initial soil. Each stage of initial soil formation is characterized by its cenozoic form, so embryonic formations are represented mainly by calcareous lichens (*Lepraria incana* (L.Ach), *Cladonia ochrochlora*), *Lecanochi llaricaricia*. (L. (Delise)); soil-like bodies are formed mainly under leaf lichens (*Parmelia saxatilis*). Primary soils are characterized by domination in the mountain-forest zone of mosses of *Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angsts.) With the gradual evolution of the initial soil, higher groups settle, namely meadow grasses (*Phleum pretense*), turfgrass (*Nardus stricta*), shrubs (blueberry (*Vaccinium myrtinius*)) ideaa)), juniper (*Juniperus communis*)).

A characteristic feature of the morphological structure of the initial soils is the insignificant thickness of the soil profile, which consists of one or two genetic horizons. The thickness of the horizon of peat turf (Td) varies between 3 – 21 cm depending on the stage of soil formation and productivity of the plant biocenosis. The peat horizon lies directly at the outlets of dense sandstone, with increasing soil formation time a transitional

horizon is formed. The thickness of the peat horizon varies between 5 – 21 cm. Slightly mineralized peat horizon of dark gray color with a brown tinge, organic matter is poorly decomposed, permeated with small roots, the amount of which decreases towards the rock. Studies of the morphological structure of initial soils (profile thickness, possibility of division into genetic horizons, ability to separate from the breed) and successions of plant groups allowed to identify a number of genetic soils: embryonic formations, soil-like bodies, primary soils (young soils, primitive).

The genesis of initial organogenic soils is mainly due to local factors of soil formation, namely climatic and biotic. Thus, the initial soils go through a series of successive evolutionary stages, each of which has its own characteristics and is the basis for further evolution. The main processes involved in the evolutionary development and formation of initial soils at different stages of development are: decarbonization of the soil-forming rock is a prerequisite for the beginning of embryonic soil formation and the formation of embryonic soil; fersialitization – the process of accumulation of mobile forms of iron, due to decarbonization, which is most characteristic of the soil-like body; humus socialization – the transformation of mineral mass, under the action of neutral and weakly acidic humic substances, which contributes to the partial removal of bases and the formation of sod-humus (peat) horizon; peat formation, which is characteristic of all stages (except embryonic) and is due mainly to the climatic conditions of the study area. A number of initial soils are characterized by a strongly acidic reaction of the soil solution (pH_{KCl} (2.0 – 4.2) $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ (2.9 – 5.0), which is caused mainly by aluminum compounds. formed within the forest belt (CL-C) is characterized by higher acidity and content of aluminum compounds (19.0 – 25.0 mmol-eq / per 100 g of soil) in comparison with similar soils formed within the subalpine zone, which confirms the theory of dominant influence of biotic factor on the genesis and formation of morphological and physicochemical properties of initial organogenic soils. For all evolutionary series of initial soils the characteristic features are high content of organic carbon (35 – 41 %), among organic acids fulva dominates – (58 – 71 %). It was found that the indicators of the degree of decomposition and humification with each subsequent evolutionary stage. The maximum content of organic carbon is observed from soil-like bodies 41%, due to relatively low inflows of dead organic residues from leaf lichens, which are more intensively affected by the mineralization process and in the peat horizon of primitive soil 41 %.

The number of bacteria in the initial soil increases at each subsequent evolutionary stage, so in embryonic formation the minimum number on MPA 7650 on KAA 9845 and

there is a continuous increase to 19871 on IPA and 21693 on KAA in primitive (young) soil, and this pattern remains microorganisms. This pattern correlates with the physicochemical properties of the studied soils, with a decrease in acidity and an increase in the content of organic carbon increases the number of soil bacteria. The exception is the number of fungi, which varies inversely proportionally, the maximum values in embryonic soils 401 thousand pieces. per 1 g of dry substrate, minimum in primitive (young) soils 194 – 152 thousand pieces. per 1 g of dry substrate.

In the gross chemical composition of the initial soils at different stages of development a characteristic feature is the accumulation of silica and iodine (from 61.80 % – in the rock, to 80.28 % – in the primitive (young) soil) of aluminum compounds (6.44 % – soil-forming rock, 13.35 % – soil-like body) and iron (2.69 % to 6.13, respectively), which is due to the introduction of these elements from plant precipitation and precipitation. This is confirmed by data on the elemental composition of lichens and mosses, where there is an accumulation of compounds of Aluminum (from 9.04 % – in lichens, to 14, 10 % – in mosses) and iron, as well as Calcium and Magnesium due to the biological cycle. The energy potential of soil formation of initial soils by organic and mineral component is quite high, despite the insignificant power of the genetic profile of the studied soils. The minimum indicators of the stock of organic and mineral energy are characterized by embryonic formations (energy of the crystal lattice – 5463.2 kJ/g, entropy – 52.6 J/g), and the maximum of primitive soils (energy content in humus – 2552.1 kJ/g, entropy) – 61.4 J/g, the energy of the crystal lattice – 6201.5 kJ/g).

Key words: initial soils, Verkhovyna Watershed, gross chemical composition, genesis, biotic features, physicochemical properties, morphological features.

СПИСОК ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА

Статті у наукових фахових виданнях

1. Паньків З. П., Яворська А. М. Валовий хімічний склад ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Вісник Одеського національного університету. Серія: географічні та геологічні науки*. Вип. 2(35), 2019, С. 69-79.
2. Яворська А. Ініціальні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Наукові записки Тернопільського нац. пед. університету ім. В. Гнатюка. Серія: Географія*. Вип. 46, 2019, С. 60-68.
3. Паньків З., Яворська А. Сучасний стан вивчення ініціальних ґрунтів та ініціального ґрунтоутворення (аналітичний огляд). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*. Вип. 51, 2017, С. 267-277.
4. Паньків З., Яворська А. Стадії ґрунтоутворення підвісних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Вісник Львівського університету. Серія географічна*. Вип. 50, 2017. С. 286-295.
5. Семащук Р., Яворська А. Ініціальні ґрунти – монографія “*Ґрунти Львівської області*”, за ред. професора С. П. Позняка, Львів – 2020, С. 288-294.

Публікації, що засвідчують апробацію дисертації

1. Андріана Яворська Біотична активність ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Матеріали наукової інтернет-конференції «Горизонти ґрунтознавства»* (Львів, 12 травня, 2021). С. 158-164.
2. Яворська А. М., Паньків, З. П. Діагностичні ознаки ініціальних ґрунтів Українських Карпат. *Scientific goals and purposes in XXI century*. II міжнародна науково-практична конференція, США (19-20 січня 2022 р.). С. 624-629.

3. Андріана Яворська Кислотно-основні властивості ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Ґрунтознавчо-географічна наука і практика – традиції та сьогодення*: мат-ли Всеукраїнської наук. конф., присвяченої 100-річчю від народження д. с/г наук, професора І.М. Гоголева (м. Одеса, 12-13 вересня 2019 р.). Одеса : Одеський Національний Університет ім. І.І. Мечникова, 2019. С. 222-227.
4. А. М. Яворська Ініціальні органогенні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Міжвідомчий темат. наук. збірник. Харків, 2018. С. 54-55.
5. Андріана Яворська Морфогенетичні особливості торфово-підвісних ґрунтів (LITHIC LEPTOSOL) Вододільно-Верховинського хребта Українських Карпат. *Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні*: матеріали XVI-ої студ.наук. конф. (Львів, 28 квітня, 2015 р.). С. 138-143.
6. А. М. Яворська Торфово-підвісні ґрунти (LITHIC LEPTOSOL) Вододільного хребта Українських Карпат. *Генеза, географія та екологія ґрунтів*. Збірник наукових праць міжн. наук. сем.: “Ґрунти і Сучасність” (Львів-Ворохта, 2015 р.) С. 189-194.

ЗМІСТ

ВСТУП.....	15
РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ ІНІЦІАЛЬНИХ ҐРУНТІВ.....	22
1.1. Еколого-генетичне значення ініціальних ґрунтів і стан їхнього вивчення.....	22
1.2. Методологія та методи досліджень.....	36
1.3. Характеристика ключових ділянок.....	43
Висновки до 1 розділу.....	48
РОЗДІЛ 2. ЧИННИКИ ІНІЦІАЛЬНОГО ҐРУНТОУТВОРЕННЯ	50
2.1. Геологічна будова та ґрунтоутворні породи.....	51
2.2. Рельєф.....	55
2.3. Клімат.....	59
2.4. Рослинність.....	62
Висновки до 2 розділу.....	67
РОЗДІЛ 3. ГЕОГРАФІЯ ТА МОРФО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ ҐРУНТІВ.....	69
3.1. Закономірності поширення.....	69
3.2. Морфологічні особливості.....	73
3.3. Генеза.....	79
Висновки до 3 розділу.....	83
РОЗДІЛ 4. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ТА БІОТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ ҐРУНТІВ.....	85
4.1 Кислотно-основні властивості.....	85
4.2. Органічна речовина.....	91
4.3. Біотичні особливості	98
4.4. Біотична активність.....	103
Висновки до 4 розділу.....	106

	14
РОЗДІЛ 5. ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ІНІЦІАЛЬНИХ ҐРУНТІВ.....	108
5.1. Особливості валового хімічного складу.....	108
5.2. Енергетика ґрунтоутворення в ініціальних ґрунтах.....	122
Висновки до 5 розділу.....	130
ВИСНОВКИ.....	132
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	136
ДОДАТОК.....	149

ВСТУП

Актуальність теми. Згідно Word Reference Base (WRB) ініціальні ґрунти (Leptosols) є одними з найпоширеніших в світі, а їхня проща становить близько 1,7 мільйонів гектарів [146]. Вони поширюються від тропіків до холодних полярних областей, а основними чинниками, які визначають ареали поширення Leptosols є екстремальні кліматичні умови, виходи щільних порід та значні ерозійні процеси. В залежності від домінуючого чинника ґрунтоутворення їх поділяють на підтипи, для кожного з яких розроблені чіткі діагностичні критерії та ознаки у світовій реферативній базі ґрунтових ресурсів. Практично у всіх національних ґрунтових класифікаціях ініціальні ґрунти виділяються як самостійна таксономічна одиниця, оскільки всі типи ґрунтів пройшли стадію ініціального ґрунтоутворення, яка визначила спрямованість, інтенсивність наступних стадій ґрунтоутворення та їхні властивості.

Незважаючи на світові тенденції у вивченні ініціальних ґрунтів та ініціального ґрунтоутворення, вони є найменш вивченими на сучасному етапі ґрунтознавчих досліджень в межах території України. Проте, їхнє всестороннє дослідження дозволить доповнити стадійність ґрунтоутворення та особливості еволюції ґрунтового покриву Українських Карпат. Відсутність систематизованих досліджень ініціальних органогенних ґрунтів зумовлена насамперед незначними площами їхнього поширення, недосконалістю теоретико-методологічних положень, складністю проведення польових та лабораторно-аналітичних досліджень. Однак, вони мають важливе екологічне (акумуляція енергії та поживних речовин) й інформаційне (можливість прогнозування подальшої еволюції ґрунтового покриву гірських територій) значення, а їхнє дослідження є важливим для розуміння стадійності ґрунтоутворення на пісковиках гірсько-лісового та субальпійського поясу Українських Карпат, важливим елементом загальної схеми ґрунтоутворення.

Термін ініціальні ґрунтів є досить широко вживаним, хоча різні дослідники за допомогою нього трактують різні ґрунтові утворення. В європейській класифікації ініціальні ґрунти виокремлюються та мають чіткі діагностичні ознаки. В сучасну класифікацію ґрунтів України ініціальні ґрунти не включені, що створює значні труднощі при проведенні їхнього дослідження, пов'язані насамперед з відсутністю чітко встановлених діагностичних критеріїв для віднесення їх до певного таксономічного рівня.

Дослідженням ініціального ґрунтоутворення загалом займалися: В. Р. Вільямс, 1951; Н. Г. Холодний, 1942; Б. Б. Полинов, 1945; М. А. Глазовская, 1950; Н. Г. Сушкіна, 1973; А. А. Роде, 1971; С. С. Неоструєв; В. А. Ковда; С. А. Захаров; І. П. Герасимов; М. В. Фріланд, 1972; В. О. Таргульян, 1983, 1986; Є. М. Самойлова, 1986; Л. О. Карпачевський, 1987; І. А. Соколов, 1996, 2004; В. Д. Тонконогов, 1999; Є. В. Абакумов, А. Н. Шелеміна, 2000; Л. Ю. Рейнтам, 2001; Н. П. Чижикова, 2002; Friedmann, 1982; Gaad, 2007; Brozek, 2003 та ін.), проте, ці відомості стосуються загального процесу ініціального ґрунтоутворення та не дають вичерпної інформації про особливості формування ґрунтового покриву в межах Українських Карпат. Фрагментарні дослідження ініціального ґрунтоутворення та ініціальних ґрунтів Українських Карпат висвітлено у наукових працях А. І. Зражевського, М. В. Туренка.

Дослідження ініціальних органогенних ґрунтів є основою встановлення закономірностей педогенезу в Українських Карпатах загалом і, насамперед, закономірності процесів розкладу, синтезу, акумуляції, виносу, балансу речовини та енергетики ґрунтоутворення.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами, грантами.

Обраний напрям дисертаційного дослідження пов'язаний зі «Загальнодержавною програмою використання та охорони земель на період до 2022 року»; кафедральною держбюджетною тематикою: «Проблеми генези, географії і класифікації ґрунтів Західного регіону України» (1010U001424), «Структурно-

функціональні властивості ґрунтів Західного регіону України» (0111U008007); «Теоретико-методологічні основи ґрунтово-географічного районування» (0114U000869), державною підпрограмою «Технології оптимізації сучасного ґрунтоутворного процесу», державною цільовою програмою «Стратегія збалансованого використання, відтворення і управління ґрунтовими ресурсами».

Мета та завдання дослідження. Метою роботи є встановлення ареалів поширення ініціальних органоґенних ґрунтів в межах Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат, їхньої генези та вивчення сукупності чинників, що зумовлюють їхнє формування.

Досягнення поставленої мети передбачає вирішення наступних завдань:

- встановити вплив чинників ґрунтоутворення на формування морфологічних особливостей, фізико-хімічних, хімічних та біотичних властивостей ініціальних органоґенних ґрунтів;
- встановити географічні закономірності поширення досліджуваних ґрунтів в межах Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат;
- визначити фізико-хімічні властивості, валовий хімічний склад та тенденції його трансформації в ініціальних органоґенних ґрунтах;
- встановити видовий склад угруповань мікроорганізмів та його вплив на процес ініціального ґрунтоутворення;
- встановити стадійність ініціального ґрунтоутворення та особливості генези ініціальних органоґенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат;
- виокремити діагностичні критерії для діагностики еволюційних стадій ініціального ґрунтоутворення.

Об'єктом дослідження є ініціальні органоґенні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Предметом дослідження* є чинники ґрунтоутворення в межах досліджуваної території, закономірності поширення

ініціальних органогенних ґрунтів, морфологічні особливості, фізико-хімічні, мікробіологічні та хімічні властивості досліджуваних ґрунтів та особливості їхньої генези.

Методи дослідження. При проведенні досліджень сучасного стану, властивостей та процесів, що зумовили формування ініціальних органогенних ґрунтів комплексно застосовувались: порівняльно-географічний, профільно-генетичний, морфологічний, порівняльно-аналітичні та лабораторно-аналітичні методи. При проведенні польових досліджень використовувався експедиційний метод, метод ключових ділянок. Для дослідження фізичних, хімічних, фізико-хімічних та біотичних властивостей ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат застосовували лабораторно-аналітичні методи, які виконані за загальноприйнятими методиками аналізу ґрунтів ДСТУ ISO. У відібраних індивідуальних зразках ґрунту визначали: рН водної та сольової витяжки; гідролітичну кислотність; показник зольності; валовий хімічний склад; обмінні катіони (Al^{3+} , H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}); органічний Карбон; органічні кислоти (гумінові і фульво); ступінь розкладу та гуміфікації органічної речовини. Враховуючи, що біотичний чинник ґрунтоутворення має домінуючий вплив на формування ініціальних органогенних ґрунтів, нами було проведено визначення основних показників оцінки біотичних особливостей ґрунту: показника каталази; ґрунтового дихання; мікробної біомаси; видового складу мікроорганізмів. Також було проведено визначення основних ценозоформуючих видів території дослідження.

Для належного оформлення отриманих даних, результати лабораторно-аналітичних досліджень оброблялись та оформлялись у пакеті програм Libre Office 2020 та Microsofte 2020 .

Наукова новизна отриманих результатів, полягає в тому, що в роботі вперше:

- встановлено видовий склад основних груп мікроорганізмів та їхнє співвідношення на різних стадіях розвитку ініціальних органогенних ґрунтів;
- визначено фізико-хімічні властивості та показники валового хімічного складу ініціальних органогенних ґрунтів на різних стадіях розвитку, а отримані результати використано для діагностики ЕГП;
- розраховано енергетичний потенціал мінеральної та органічної складової ініціальних органогенних ґрунтів ;
- запропоновано діагностичні критерії стадій розвитку ініціального органогенного ґрунту (ембріональні утворення, ґрунтоподібні тіла, первинні ґрунти, примітивні ґрунти)

удосконалено:

- теоретико-методологічні основи дослідження ініціального ґрунтоутворення в Українських Карпатах;
- підходи для кореляції назв ініціальних ґрунтів із світовою реферативною базою ґрунтових ресурсів WRB.

набуло подальшого розвитку:

- дослідження ґрунтового покриву в Українських Карпатах, а саме ініціальних ґрунтів та ініціального ґрунтоутворення.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна робота є самостійно виконаним науковим дослідженням, у якому викладено авторський підхід до вивчення теоретичних, методологічних проблем діагностики генези та властивостей ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. Здобувач безпосередньо брав участь у проведенні польових та лабораторно-аналітичних досліджень, здійснив теоретичне і практичне узагальнення результатів. Автором встановлені морфологічні особливості, хімічні, фізико-хімічні та біотичні властивості ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат, які відрізняють їх від фонових ґрунтів території дослідження.

Результати досліджень, які наведені у дисертаційній роботі та опубліковані у наукових статтях, належать автору і є його науковим доробком.

Апробація матеріалів дисертації. Основні результати дисертаційного дослідження доповідались та обговорювались на: XI з'їзді ґрунтознавців та агрохіміків України (17–21 вересня 2018 року, м. Харків), матеріалах Всеукраїнської наукової конференції, «Ґрунтознавчо-географічна наука і практика – традиції та сьогодення» (12–13 вересня 2019 року, м. Одеса), на студентській науковій конференції, «Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії» (28 квітня 2015 року, м. Львів), Міжнародному науковому семінарі, “Ґрунти і Сучасність” (Львів-Ворохта, 2015 р.); науковій інтернет конференції студентів і аспірантів «Горизонти ґрунтознавства» (12 травня 2021) та щорічних наукових конференціях професорсько-викладацького складу Львівського національного університету імені Івана Франка (2018-2022 рр.).

Практичне значення отриманих результатів. Ініціальні ґрунти займають одне з ключових положень в дослідженні ґрунтового покриву Українських Карпат, тому всестороннє вивчення їхньої морфологічної будови, закономірностей поширення, хімічних, фізико-хімічних та біотичних властивостей є основою загальної схеми ґрунтоутворення гірських територій, а отримані відомості можуть служити для доповнення класифікації ґрунтів України.

Публікації. За результатами дослідження дисертаційної роботи опубліковано 11 наукових праць, загальним обсягом 5,3 друк.арк. (автору належать 4,1 друк. арк.), з них у фахових наукових виданнях, рекомендованих ДАК Міністерства освіти і науки України – 5, у реферативній базі Index Copernicus – 3, наукових праць, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації – 6.

Структура та обсяг дисертації. Дисертація складається із вступу, п'яти розділів, висновків, списку використаних джерел (153 найменування), додатку.

Загальний обсяг дисертації становить 151 сторінок, у тому числі 6,2 друк. арк. основного тексту. Робота містить 15 таблиць, 8 рисунків і один додаток.

РОЗДІЛ 1

ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ ІНІЦІАЛЬНИХ ГРУНТІВ

1.1. Еколого-генетичне значення ініціальних ґрунтів і стан їхнього вивчення

Ініціальні ґрунти Українських Карпат є найменш вивченими на сучасному етапі ґрунтознавчих досліджень, що зумовлено недосконалістю лабораторно-аналітичної бази, відсутністю конкретних теоретичних і методичних напрацювань, складністю проведення досліджень та обмеженим їхнім використанням. Проте, ініціальні органогенні ґрунти виконують ряд важливих екологічних та інформативних функцій, а вивчення особливостей процесу ініціального ґрунтоутворення доповнить загальну схему формування ґрунтового покриву Українських Карпат та стане основою прогнозування подальших змін ландшафтних комплексів, обґрунтує важливість їхнього екосистемного значення.

Визначення екологічного значення ґрунту, насамперед, має базуватися на системному аналізі основних функцій ґрунтів, їхній комплексній оцінці, встановленні спрямованості їхнього впливу на інші компоненти екосистем та ролі екосистеми в формуванні властивостей ґрунту [30, 33, 34].

Вивчення екологічних функцій ґрунтів передбачає встановлення ролі та значення ґрунтів, ґрунтових процесів у житті екосистем, її збереженні та еволюції. Різними науковцями проведено класифікації екологічних функцій ґрунтів, враховуючи їхні фізичні, хімічні, біохімічні та інші властивості, а основні з класифікацій було опрацьовано і застосовано для визначення основних екологічних функцій ініціальних ґрунтів. На основі опрацювання цих класифікацій запропоновано основні екологічні функції ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат.

Карпачевський Л. О. розглядає екологічні функції ґрунтів як прояв властивостей природного тіла, проте різні ґрунтові складові (повітря, вода, тверда фаза) відіграють

неоднакову роль у їхній реалізації. Поняття функції у науковій літературі не зовсім визначено, оскільки функцією можна вважати забезпечення рослин поживними речовинами взагалі або, наприклад, одним (фосфором) чи іншими елементами. Крім того, одна й та сама властивість ґрунтів бере участь у реалізації його різних функцій. Класифікація екологічних функцій ґрунтів, запропонована вченим, ґрунтується на принципах їхньої дії – хімічні, біохімічні, біологічні, фізико-хімічні, фізичні та інші [46, 47].

До біологічних та біохімічних екологічних функцій ґрунтів відносяться ґрунтове дихання, наявність ґрунтових організмів та активність ґрунтових ферментів, які найповніше характеризують живу фазу ґрунту, а в ініціальних ґрунтах ці групи функцій є домінуючими.

Ґрунтове дихання (виділення вуглекислого газу з ґрунту), як правило, прямо пропорційне родючості ґрунтів, зокрема вмісту гумусу, відображає їхню біологічну активність. Джерелом діоксиду вуглецю є органічні речовини та живі організми (мікроорганізми) ґрунту. Переважна кількість вуглекислого газу виділяється вночі, коли відбувається інтенсифікація процесів дихання рослин. Вдень діоксид вуглецю використовується рослинністю в процесі фотосинтезу. Кількість вуглекислого газу в атмосфері та ґрунтах є біогеохімічним бар'єром для поведінки кальцію, оскільки збільшення вуглекислоти в розчині збільшує розчинність карбонатів, що декарбонізує породу та ґрунт [8, 18, 19, 58]. Показники ґрунтового дихання ініціальних ґрунтів коливаються в межах 0,75 – 2,71 кг/га/год, в залежності від стадії розвитку ініціального ґрунту, що свідчить про середню інтенсивність виділення вуглекислого газу ініціальними ґрунтами.

Ґрунтові організми – це сукупність мікроорганізмів, рослин та тварин, що є – специфічними компонентами ґрунту. Ґрунт формують не чинники, а живі організми, для яких ґрунт є необхідною умовою існування (Смагин, 1996). Значення ґрунтових організмів визначається не вагою (яка значно менша за вагу мінеральної частини), а

тією величезною геохімічною роботою, яку виконують їхні чисельні покоління. У процесі своєї життєдіяльності ґрунтові організми формують елементний склад ґрунту, особливості його газової та рідкої фаз, синтезують ґрунтову органічну речовину. Виділяють три групи ґрунтових біологічних процесів: 1) діяльність ґрунтових мікроорганізмів, які здійснюють глибоке перетворення органічного та частково мінерального складу ґрунту; 2) діяльність вищих рослин, що зумовлює кругообіг хімічних елементів у системі ґрунт – рослини та накопичення органічної речовини ґрунту; 3) діяльність ґрунтових тварин, яка має значний вплив на фізичні та хімічні властивості ґрунту [32, 33, 104].

В ініціальних ґрунтах діяльність ґрунтових мікроорганізмів під час ембріонального ґрунтоутворення, зокрема сапрофітних бактерій та грибів, посилює процеси декальцинації ґрунотворної породи, що в свою чергу формує необхідний органо-мінеральний субстрат для поселення мохово-лишайникових асоціацій, які є донорами поживних елементів для вищих рослинних формацій.

Активність ферментів виступає комплексним показником біохімічних процесів, які відбуваються в ґрунті, оскільки їхнім джерелом є ґрунтові мікроорганізми, корені вищих рослин, надземні органи рослин та останки тваринного походження, що потрапили в ґрунт [6]. На ферментативну активність ґрунтів впливають кислотність, гранулометричний склад, температура, інші ґрунтові та навколишні параметри.

Головними ферментами, що виділяють в процесі еволюції ініціального ґрунту є специфічні органічні кислоти (щавелева, лимонна та інші), які інтенсифікують процеси звітрення щільного пісковика та сприяють залученню до процесу ґрунтоутворення глибших його шарів.

Фізичні екологічні функції ґрунтів визначають водний, тепловий, повітряний та інші режими едафотопу, що характеризують спрямованість ґрунотворного процесу, можна поділити на властивості твердої фази, гідрофізичні, теплові [10, 24, 25]. Серед властивостей твердої фази ґрунтів найважливіше екологічне значення мають

гранулометричний склад, структура, щільність та шпаруватість. Гранулометричний склад обумовлює формування та особливості всіх інших екологічних властивостей та функцій ґрунтів. Найоптимальнішими з екологічної точки зору є суглинисті та супіщані ґрунти. За рахунок утворення структурних агрегатів у ґрунті одночасно можуть існувати організми з цілковито протилежними вимогами до умов існування, наприклад аероби та анаероби. Щільність та пористість ґрунтів тісно пов'язані між собою. Ці властивості визначають формування повітряного режиму ґрунтів, що відбивається на стані всього ґрунту [30, 39]. Ініціальні ґрунти є органогенними, тому визначення показників твердої фази є неможливим, оскільки немає сертифікованих методик для проведення відповідних лабораторно-аналітичних досліджень.

Гідрофізичні властивості визначають водний режим ґрунтів. Ґрунт за рахунок певної вологості виконує роль резервуару вологи для рослинності та ґрунтових організмів. При формуванні ґрунтоподібних тіл відбувається значна акумуляція вологи накипними лишайниковими асоціаціями, що є передумовою для подальших сукцесій рослинних угруповань. Також важливе значення для забезпечення живих організмів ґрунту мають водопроникність (надходження вологи з поверхні) та водопідйомна здатність (надходження вологи з нижніх, насичених вологою ґрунтових горизонтів). Гідрофізичні властивості значною мірою визначаються іншими особливостями ґрунтів – структурою, водорозчинними сполуками, здатними або нездатними коагулювати ґрунтові колоїди, вологістю, щільністю твердої фази та ін. [25, 41, 61].

Ініціальні ґрунти формуються в умовах надлишкового зволоження, на різних стадіях еволюції вони мають різну вологості, максимальний показник вологості характерний для примітивного ініціального ґрунту. Максимальна кількість вологи акумулюється в горизонті дернини (Td) та коливається в межах 73-93 %.

Теплові властивості формують тепловий режим ґрунтів, а найголовніше екологічне значення мають теплоємність та теплопровідність, які обумовлюють поглинання та передачу теплової енергії в ґрунтах. Від кількості енергії залежить інтенсивність та умови протікання процесів ґрунтоутворення, які визначають певні морфологічні особливості та фізико-хімічні властивості ґрунтів. Ініціальні ґрунти формуються при значних добових та сезонних амплітудах температури, що характерно для території їхнього поширення.

Хімічні екологічні функції ґрунтів визначаються вмістом гумусу (органічної речовини), співвідношенням вуглецю гумінових та фульвокислот, ємністю поглинання, сумою обмінних основ, наявністю біофільних елементів, кислотністю.

Гумус – найважливіша складова органічної речовини, яка визначає родючість ґрунтів. Екологічна роль органічних речовин у житті ґрунту визначається тим, що: 1) органічні речовини є важливим фактором вивітрювання гірських порід та процесів руйнування мінеральної частини ґрунту; 2) є джерелом поживних речовин для рослин; 3) відіграють важливу роль в утворенні структури ґрунту; 4) мають безпосередній вплив на рослину, сприяючи певним чином її росту та розвитку [29, 56].

Вміст органічного Карбону в ініціальних ґрунтах є високим (37 – 41 %), що обумовлює високі показники акумуляції енергії органічної частини в їхньому профілі та можливості досліджуваного ґрунту до забезпечення поживними речовинами рослинних та мікробних формацій.

Співвідношення С_{гк}/С_{фк} (гуматно-фульватне відношення) характеризує тип гумусу, його груповий склад та особливості гуміфікації органічної речовини ґрунту [28, 29]. Величина цього відношення є важливим показником екологічних умов, які визначають інтенсивність та спрямованість генези ґрунтів.

В ініціальних ґрунтах домінують фульвокислоти (58 – 69 %), які є агресивними, та інтенсивно впливають на процеси звітрення ґрунотворної породи, залучення в процес ґрунтоутворення глибших шарів пісковику.

Ємність поглинання є важливим показником хімічних та фізичних властивостей ґрунтів і визначається як сума всіх обмінних катіонів, що можна витіснити з даного ґрунту. Від ємності поглинання залежить здатність ґрунтів утримувати та віддавати різні хімічні сполуки, які необхідні для функціонування рослин та ґрунтових організмів [16, 66, 68]. Обмінні катіони – катіони ґрунтового вбирного комплексу, які вступають у реакції обміну з нейтральними розчинами солей або кислотами. Катіоно обмінна здатність ґрунтів зумовлює спрямованість ґрунтових процесів та відіграє важливу роль у кореновому живленні рослин. У значній мірі впливає на формування структурного стану ґрунтів та їх водостійкість.

Серед обмінних катіонів ініціальних ґрунтів переважає Алюміній та Гідроген, що обумовлює сильно кислу реакцію ґрунтового розчину та лімітує можливість поселення певних рослинних асоціацій чутливих до реакції ґрунтового розчину.

Біофільні елементи необхідні для нормального функціонування всієї живої фази ґрунту. За рахунок їх вибіркового накопичення в різних організмах відбувається концентрація біофільних елементів у просторі. Прикладом можуть бути відклади крейдянних порід, біогенних за своїм генезисом.

Кислотність визначає умови протікання ґрунтових реакцій та є складним фізико-хімічним явищем. Первинним джерелом кислотності будь-якого ґрунту є водневі іони вугільної кислоти та органічних кислот, які утворюються при розкладі органічних залишків та виділяються кореновими системами рослин [93, 96]. Висока або низька кислотність ґрунтів лімітує нормальний розвиток ґрунтових організмів.

Встановлення співвідношення між екологічними функціями ініціальних ґрунтів та їхніми екологічними властивостями необхідно підкреслити комплексність та взаємозалежність цих ґрунтових показників. Зміни будь-якого елемента обов'язково

зумовлює ті чи інші зміни всіх інших елементів, що, безумовно, відбивається на стані всього біогеоценозу, важливим структурним компонентом якого є ґрунт.

Основними екологічними функціями ініціальних ґрунтів, які здійснюють значний вплив на властивості ландшафту є: біологічні (ґрунтове дихання, ґрунтові мікроорганізми, активність ґрунтових ферментів); фізичні (гідрофізичні, теплові); хімічні (вміст гумусу, співвідношення $C_{гк}/C_{фк}$, кислотність).

В процесі ґрунтоутворення кожний ґрунт проходить ряд послідовних стадій (початкового ґрунтоутворення, розвитку, клімаксного стану), спрямованість, тривалість та інтенсивність яких визначається конкретним комплексом чинників ґрунтоутворення. Найбільш дискусійною є стадія ініціального (первинного) ґрунтоутворення, що зумовлено складністю діагностики та відсутністю масштабних досліджень, оскільки такі ґрунти не використовуються в господарських цілях. Стадія ініціального ґрунтоутворення (на скельних гірських породах діагностується вченими як первинне ґрунтоутворення) є найбільш тривалою та характеризується незначною потужністю товщі охопленої ґрунтоутворенням, слабо вираженою диференціацією на генетичні горизонти. Більшість науковців не розділяє за генезою і профілеформує процесами початкової стадії в залежності від ґрунтоутворної породи, що призвело до термінологічної проблематики.

Питання ініціального ґрунтоутворення, початкових стадій формування ґрунтів висвітлено у багатьох наукових працях (В. Р. Вільямс, 1951; Н. Г. Холодний, 1942; Б. Б. Полинов, 1945; М. А. Глазовская, 1950; Н. Г. Сушкина, 1973; А. А. Роде, 1971; С. С. Неоструєв; В. А. Ковда; С. А. Захаров; І. П. Герасимов; М. В. Фріланд, 1972; В. О. Таргульян, 1983, 1986; Є. М. Самойлова, 1986; Л. О. Карпачевський, 1987; І. А. Соколов, 1996, 2004; В. Д. Тонконогов, 1999; Є. В. Абакумов, А. Н. Шелеміна, 2000; Л. Ю. Рейнтам, 2001; Н. П. Чижикова, 2002; Friedmann, 1982; Gaad, 2007; Brozek, 2003 та ін.). Та незважаючи на значну кількість наукових праць і дослідників, які займалися вивченням ініціального ґрунтоутворення, ініціальних ґрунтів більшість

цих досліджень стосуються ґрунтів рівнинних територій, які згодом еволюціонують в повнопрофільні зональні ґрунти. Проблема ініціального ґрунтоутворення гірських територій є складною, найбільш дискусійними питаннями є:

- генеза та ґрунтоутворні процеси;
- морфологія та діагностичні ознаки;
- термінологія.

Становлення і еволюція різноманітних форм життя нерозривно пов'язані з еволюцією середовища їхнього проживання. На суші цим середовищем проживання були органо-мінеральні плівки, що утворилися близько 2 млрд. років тому під впливом ціанобактеріальних спільнот на вологих поверхнях гірських порід і функціонально подібні до ініціальних (примітивних) малопотужних ґрунтів (Добровольський, 1996). Подальший розвиток і перетворення примітивних ґрунтів у повнопрофільні здійснювався в процесі коеволюції, це еволюційна взаємодія організмів різних видів, які не обмінюються генетичною інформацією, але тісно взаємопов'язані. Первинний ґрунт - найважливіша стадія саморозвитку ґрунтів в еволюційному процесі, при цьому деякі первинні ґрунти залишаються на початковій стадії сотні і тисячі років, інші первинні ґрунти розвиваються в зрілі, клімаксні, повно профільні [31]. Первинні – дрібно-кам'янисті ґрунти - лептосолі є одними з найбільш поширених ґрунтів в світі і займають площу 1,7 млн / га (World referative base, 2006).

Одними з перших загальний процес ґрунтоутворення досліджували та теоретично обґрунтовували Вільямс Р. В. і Захаров С. А., які дотримувалися думки, що вивітрювання є “стерильним” процесом і протиставляли його ґрунтоутворенню. Однак, запропонована теорія зазнала значної критики та була у подальшому вдосконалена. Полинов Б. П. найбільш повно обґрунтував доцільність використання терміну "первинні ґрунти" - ґрунтові тіла, які формуються на щільних (масивно-кристалічних) породах. Вчення Полинова Б. Б. про первинні ґрунти вдосконалила

Глазовска М. А. (1972, 1985), яка вивчала цей феномен в різноманітних умовах: пустелях, гірських ландшафтах, в оазисах Антарктиди та ін. Вона розглядала первинні ґрунти як особливу форму їхнього існування в екстремальних або ресурсно-обмежених умовах ґрунтоутворення [21, 83].

У подальшому, Вільямс Р. В. доповнив своє вчення про загальні закономірності ґрунтоутворення і в ґрунтознавстві утвердився термін “первинний ґрунтоутворювальний процес” - етап формування елювію (осадової породи) з щільної гірської породи після поселення на ній живих організмів. Процес ґрунтоутворення на щільних породах відбувається в результаті “мегаколообігу” дрібнозему в природі [75].

Роде А. А. (1975) вживає термін “примітивні ґрунти” та утотожнює його з “слаборозвинутими ґрунтами”, які знаходяться на ранніх стадіях розвитку і не мають чітко (виразно) сформованого профілю [93]. Таке утотожнення є некоректним, оскільки слаборозвинуті ґрунти мають профіль із набором генетичних горизонтів, а потужність його становить 25 – 30 см.

Подальший розвиток ґрунтознавчих досліджень зумовив введення нового терміну “ініціальні ґрунти” (лат. *initialis* – початковий, первинний), який є тотожним терміну первинні ґрунти, та вживається як синонім. Відповідно, термін “первинне ґрунтоутворення” в науковій літературі утотожнюється з “ініціальним ґрунтоутворенням”. Ініціальні ґрунти є початковим етапом формування ґрунту, профіль якого характеризується наявністю лише одного або двох генетичних горизонтів, які залягають безпосередньо на щільній породі.

У російському ґрунтознавстві ініціальними називають ґрунти, що перебувають у початковій фазі формування профілю до появи перших ознак горизонтів, та виділяють «ініціальну стадію ґрунтоутворення» - від первинного ґрунту до того часу, коли з'явиться помітна диференціація профілю на горизонти, що дозволяє спрогнозувати класифікаційний статус ґрунту. Подальшим етапом еволюції є «молоді

грунти», які формуються впродовж стадії «молодого ґрунтоутворення» - від появи перших ознак горизонтів до того часу, коли генетичний (точніше, морфолого-аналітичний) вигляд буде досить вираженим для діагностики і класифікації з загальних позицій ґрунтознавства[1,97].

При розгляді питання про номенклатуру первинних ґрунтів особливо цікавою є концепція запропонована Дмитрієвим Е. А. (1996), який вводить термін ґрунтоподібні тіла, не відносяться до ґрунтів, але володіють деякими їх властивостями, виконують їхні функції (функціонально ґрунтоподібні тіла) або займають їхній простір. До цієї категорії автор відносить ґрунтоподібні тіла, що формуються під літофільними організмами (прокаріотами, водоростями, грибами і лишайниками за участю найпростіших і багатоклітинних ґрунтових організмів) на поверхні щільних гірських порід в умовах інтенсивного винесення продуктів ґрунтоутворення денудаційними процесами за повної відсутності вищої рослинності; куруми, кам'яні розсипи в горах, де ґрунтоутворення на скелях під впливом літофільних організмів поєднується з фрагментарними ґрунтами в межах тріщин і ущелин між скелями та інші [30].

Соколов А. І. запропонував виділяти самостійний стовбур ґрунтоподібних тіл-педолітів – тіла, що формуються синхронним і синергетичним комплексом процесів педо – і літогенези [101]. Автор виділяє розвинуті і примітивні педоліти. Примітивні педоліти формуються за високої активності сучасних процесів літогенези, а ґрунтові процеси не встигають істотно переробити пухкі наноси або сформувати ґрунтовий профіль на щільних породах.

Схожу теорію еволюції первинних ґрунтів на щільних породах запропонував Карпачевський А. О. досліджуючи територію Сіхоте-Аліня: кам'яні розсипи — куруми - кам'яне море — (часткове заповнення заглиблень опадом, дрібноземом і поселення в цих нішах рослин) — літозем. Рослинний покрив збільшує свою повноту, дрібнозем накопичується ще інтенсивніше і з кам'яного моря утвориться

грунтовий покрив з кам'янистих ґрунтів. Поступово верхній шар перекривається дрібноземом, в якому вже немає каменів. Формуються типові лісові екосистеми на буроземах [45].

На початкових стадіях ґрунтоутворення нерозривно пов'язане з процесами вивітрювання, руйнування скельних порід і значну роль в цьому процесі відіграють літофільні організми (бактерії, гриби, актиноміцети та ін). Літофільні організми володіють найвищим спектром пристосування до умов зовнішнього середовища, можуть обходитися мізерними кількостями азоту, органічних речовин, тривалий час витримують нестачу вологи і різкі коливання температур. З метою діагностики первинної стадії ґрунтоутворення під впливом літофільних організмів Ковда В. А. (1973) вперше запропонував термін «ембріонального ґрунтоутворення» [51].

При дослідженні первинних ґрунтів на кам'яних розсипах Горган Зражевский А. І. зазначав, що вони мають укорочений профіль представлений тільки одним гумусовим горизонтом від 8 – 10 до 25 – 35 см та запропонував назвати їх “підвісними” [43]. Дослідження “підвісних” ґрунтів та стадійності ґрунтоутворення на кам'яних розсипищах проведені Туренком А. М. дозволили встановити, що безперервна зміна материнського субстрату і рослинності зумовлює формування “підвісних” фрагментарно розвинутих, “підвісних” слабкорозвинутих і “типових” підвісних ґрунтів [113].

Вивчення первинного ґрунтоутворення під літофільними мікроорганізмами призвело до розвитку напрямку геомікології (Gaad, 2007, Власов, 2008) та розвитку вчення про ендолітичні мікроорганізми (Власов, 2007, Friedmann, 1982). Роботи в цій галузі показали, що життєдіяльність літофільних організмів призводить до суттєвої трансформації гірських порід і мінералів, що входять до їхнього складу: вимивання CaCO_3 ; вилуговування лужноземельних металів; змінюється форма та валентність заліза ($\text{FeO} \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$) та інші [133, 134].

В зарубіжних класифікаціях, зокрема в ФАО та WRB, виділяється група ґрунтів Leptosols (від грецького leptos-кам'янь) - слабкорозвинені кам'янисті ґрунти з менш ніж 20% (за об'ємом) дрібнозему, які мають незначну потужність та підстелені щільною породою, або пухким кам'янисто-гравійним матеріалом. Такі ґрунти інтразональні та найбільш характерні для гірських областей або виходу на поверхню щільних порід. Лептосолі об'єднують рензини, ранкери та літосолі [146].

В класифікації ґрунтів Польщі виділяється класифікаційний ряд - ініціальні (первинні) ґрунти з будовою профілю O-R або AC-C, OC-C, A-C, що означає початкову стадію розвитку. Діагностичною ознакою цих ґрунтів є наявність гумусового горизонту незначної потужності (до 10 см), який залягає безпосередньо на щільній суцільній породі. Виділяють 4 типи цих ґрунтів:

1) Літосолі - ініціальні ґрунти на щільних породах, поширені переважно в гірських територіях, мають органічний горизонт кислого типу мормодер, який залягає на слабкозвітреній породі;

2) Регосолі (від грецького rhegos-покрив) - ініціальні щибенисті ґрунти утворені на грубоуламковому звіреному матеріалі в результаті скельних обривів, зсувів, складаються з органічних відкладів, перемішаних з дрібними скельними уламками, не мають сформованих діагностичних горизонтів;

3) Еродовані ініціальні ґрунти - з змитими горизонтами;

4) Акумулятивні ініціальні ґрунти, що утворюються зазвичай унаслідок сучасних флювіальних процесів, поблизу русла ріки [145].

Використавши діагностичні ознаки та критерії за допомогою яких класифікують ґрунти Польщі, ініціальні ґрунти Верховинського вододільного хребта Українських Карпат ми віднесли до типу літосолі.

Первинні ґрунти гірських територій часто сприймаються як примітивні, що не відповідає дійсності, оскільки, вони регулярно втрачають утворений в них і ними матеріал і «постачають» його в якості ґрунтоутворюючого матеріалу в ґрунти нижчих

позицій. У зв'язку з цим Розанов Б. Г. (1977) виділяв гірські літосолі, що формуються в скелястих горах. Владиченский А. С. підкреслює специфічність балансу речовин при гірському ґрунтоутворенні, відзначаючи, що мала потужність профілів багатьох гірських ґрунтів є наслідком цієї специфічності [11, 98].

Мискина Л. И. зазначає, що практично на всіх висотних рівнях в Українських Карпатах зустрічаються ініціальні ґрунти на відслоненнях корінних гірських порід, які відносяться до лептосолів, які згідно міжнародної класифікації відносяться до типу літосолі. Останні особливо характерні для району Горган в привершинних частинах хребтів, на поверхні кам'янистих розсипів і мають, лише один гумусо-аккумулятивний горизонт потужністю 10 – 20 см. Дрібнозем рясно пронизаний тонкими корінням рослин, і весь горизонт легко і без залишку відділяється від каменів [59].

Первинні ґрунти можуть бути різними за походженням, але завжди єдині за сутністю профілеформуючого процесу, який обмежений будь-яким або декількома ресурсами чинників ґрунтоутворення. (Абакумов Є. В 2012). В залежності від обмежувального чинника первинні ґрунти поділяються на:

- первинні літогенні – ґрунти обмежені в пухкому літогенному субстраткті;
- первинні орогенні - ґрунти з постійним знесенням утвореного дрібнозему;
- первинні біогенні – ґрунти з повільним розвитком угруповань нижчих і вищих рослин;
- первинні кліматогенні – ґрунти з обмеженням теплових ресурсів клімату і опадів [1].

Окремим блоком первинних ґрунтів слід вважати первинні малопотужні ґрунти, обмежені часом розвитку - вони є первинними, оскільки представляють початкову стадію онтогенезу.

Згідно з основних положень та діагностичних критеріїв цієї класифікації ініціальні ґрунти Верховинського вододільного хребта можна віднести до первинних літо- та кліматогенних ґрунтів.

Основними ґрунтоутворними процесами в первинних ґрунтах, незалежно від причин їхнього формування, є акумуляція та трансформація органічної речовини, що зумовлює схожість профілів В процесі первинного ґрунтоутворення формуються гумусові кислоти зі специфічною будовою молекул (низький вміст ароматичних фрагментів і відносно високий вміст периферійних компонентів) і характерними іншими параметрами (елементний склад парамагнітна активність, електрофоретичні властивості). Первинні ґрунти можуть бути розглянуті в двох онтологічних варіантах: «істинні» первинні ґрунти (завжди залишаються на початковій стадії розвитку і не розвиваються і «удавані» первинні ґрунти ґрунти, що формуються в ході екогенетичних сукцесій і надалі розвиваються в зональні типи ґрунтів [1].

Гагаріна Е. І. (1995, 2004). вивчала ділянки педосфери з, домінуванням так званих літогенних (з грецького *lito*-порода) ґрунтів, тобто ґрунтів, профільна організація яких детермінується літогенними умовами в більшій мірі, ніж проявами інших факторів ґрунтоутворення. Власне широке поширення літогенних первинних ґрунтів послужило причиною виділення окремого стовбура ґрунтоутворення (Польовий визначник) [15, 82].

Аналіз та узагальнення наукових досліджень, що присвячені початковому етапу формування ґрунтів та власні польові і лабораторно-аналітичні дослідження на щільних породах дозволили сформувати наступний еволюційний ряд: ембріональні утворення – ґрунтоподібні тіла – первинні – примітивні (молоді) – слабкорозвинуті ґрунти. В основі прогресуючої еволюції ґрунтів на однорідних щільних породах є сукцесії біоценозів від літофільних угруповань до зональних рослинних формацій, що зумовлює, на перших етапах, ріст ґрунту вгору і формування органічного горизонту, а в подальшому проникнення ґрунтоутворного процесу вглиб пісковика,

формування перехідного кам'янистого горизонту і розділення ґрунтового профілю на генетичні горизонти. В основі діагностики ґрунтів запропонованого еволюційного ряду є сукцесії рослинних формації під якими формуються ґрунти, потужність органогенного горизонту, можливість розділення профілю на генетичні горизонти та відокремлення його від породи. Використовуючи діагностичні класифікатори WRB ініціальні ґрунти потужністю до 10 см відносяться до Lithic Leptosols, а понад 10 см до Follic Leptosols.

1.2. Методологія та методи дослідження

Теоретико-методологічні положення проведення наукових досліджень є досить складними для будь-якої науки, в тому числі і для ґрунтознавства, оскільки у наукових положеннях є багато суперечливих, протилежних поглядів на деякі складні процеси, які відбуваються у ґрунтах [40, 79, 94, 96, 101]. Проте, вони є основою для проведення коректних та достовірних досліджень.

Основними теоретико-методологічними проблемами сучасного ґрунтознавства є діагностика ґрунтів, встановлення їхньої генези, класифікація. З урахуванням відсутності уніфікованих критеріїв при проведенні ґрунтознавчих досліджень, стан їхнього вивчення відображе ступінь розвитку ґрунтознавства і його методологічний рівень в кожній окремій країні.

Сучасна теорія ґрунтоутворення, його географічного різноманіття була сформульована ще В. В. Докучаєвим та його першими послідовниками у вигляді формули: чинники ґрунтоутворення → властивості ґрунту. У 60–70 рр. І. П. Герасимовим (1973, 1975) було усвідомлено необхідність врахування процесів, як ще однієї ланки ґрунтоутворення. У якості фундаментальної формули він запропонував використовувати тріаду: чинники → процеси → властивості [19, 35].

На основі сучасних уявлень про функціонування, формування і еволюцію ґрунтових систем неодокучаєвська тріада (чинники → процеси → властивості) була доповнена ще однією ланкою: процесами функціонування

багатофазної ґрунтової системи. При цьому середня ланка тріади – «процеси», була поділена на власне процеси функціонування системи і на процеси формування, накопичення і диференціації твердофазних продуктів функціонування в ґрунтових тілах, тобто на елементарні ґрунтові процеси (ЕП) в сучасному розумінні. Така доповнена формула ґрунтоутворення трансформувалася у тетраду: чинники → процеси функціонування → елементарні ґрунтові процеси → властивості [101].

Пізнання механізму процесу ґрунтоутворення та вивчення його наслідків та особливостей є головним завданням генетичного ґрунтознавства [19, 35, 22, 40, 101].

Головними напрямками теоретичного ґрунтознавства є: субстантивний, функціональний і генетичний. Субстантивний (речовинний, статистичний, анатомічний) підхід вивчає склад і структуру організації об'єкта. Дослідження відповідають на питання: з чого складається ґрунт, на які компоненти він ділиться, який речовинний склад ґрунту в цілому та його окремих фрагментів, як організована речовина в ґрунтовому тілі та дозволяє максимально однозначно та об'єктивно охарактеризувати об'єкт. Можливе використання широкого спектру методів, результати дослідження можуть бути відтворені багаторазово. Вивчається стан об'єкту в певний фіксований момент, до вивчення цього об'єкту можна повернутися через певний проміжок часу, використовуючи нові методи. Результати дослідження завжди можуть бути виражені в числовому форматі. В межах субстантивного підходу дослідник отримує об'єктивну відтворювану характеристику статичного стану об'єкта [19, 40, 96]. При дослідженні ініціальних ґрунтів субстантивний підхід дозволив встановити фізико-хімічні та хімічні властивості кожної еволюційної стадії ініціальних ґрунтів на момент проведення дослідження.

Функціональний (динамічний, педофізіологічний) підхід, вивчає життя ґрунту в реальному часі. Відповідає на питання: як живе ґрунт, як відбувається обмін речовиною і енергією всередині ґрунту та з навколишнім середовищем. Вивчається

не фіксований момент з життя ґрунту, а період обмежений моментами початку і закінчення спостереження, і не тільки сам об'єкт, а й потоки речовини, енергії та інформації, що надходять в ґрунт ззовні. Дослідження можуть бути виконані з довільним повторенням, але є не відтворюваними. Час неможливо зупинити, повторне дослідження на тому самому об'єкті буде характеризувати, уже новий період життя ґрунту. Вивчаються не тільки ґрунти, а й фактори ґрунтоутворення [22, 81, 96]. Метод дозволяє спрогнозувати стан об'єкта в майбутньому при незмінних чинниках ґрунтоутворення та, які зміни в складі і функціонуванні ґрунту можуть відбутися в результаті накопичення нових властивостей під впливом прогнозованого функціонування. Використання функціонального методу при дослідженні генези ініціальних ґрунтів дозволило спрогнозувати подальші особливості еволюційного розвитку досліджуваного ґрунту (ембріональне, плівкове) утворення – ґрунтоподібне тіло – первинний – примітивний (молодий) – ґрунти) з урахування впливу чинників ґрунтоутворення.

З урахуванням усіх специфічних особливостей ініціальних органогенних ґрунтів для їхнього максимально об'єктивного дослідження було вирішено акцентувати увагу на основних положеннях генетичного підходу, для досягнення всіх поставлених завдань.

Генетичний підхід відповідає на питання яким чином сформувався ґрунт, які процеси призвели до появи властивостей, які стадії пройшов ґрунт в своєму розвитку (еволюції) від зародження до моменту спостереження, які зміни будуть відбуватися в ґрунті при зміні чинників ґрунтоутворення та (або) їх стабільному стані.

Генетичний підхід - це основна внутрішня рушійна сила розвитку ґрунтознавства як самостійної науки. Генетичний підхід вимагає максимального уявного відтворення всього процесу формування ґрунту та ґрунтового покриву. Це можливо лише на основі всестороннього вивчення не тільки ґрунту і його життя, а й умов

їхнього сучасного функціонування і формування починаючи від зародження. Практичне застосування результатів генетичного підходу оперативний і довготривалий прогноз зміни ґрунтів при зміні факторів ґрунтоутворення.

На даний час одним з найбільш перспективних і відносно слабо розвинутих розділів генетичного ґрунтознавства є вивчення функціонування ґрунту на субгоризонтному рівні. Згідно простої моделі ґрунтовий профіль формується за рахунок двох груп явищ:

- а) проникнення ґрунтових ознак вглиб породи (проста модель ґрунтоутворення);
- б) проявлення їх на фоні породи.

Простій моделі ґрунтоутворення найбільше відповідають автономні ґрунти, що формуються на потужній товщі рихлих однорідних порід або на щільних породах.

Найскладніше розуміння ортоелювіального ґрунтоутворення, тобто автономного ґрунтоутворення на щільних породах. В такому випадку необхідно встановити чи матеріал верхніх горизонтів є результатом перетворення на місці вихідних щільних порід чи продуктом перевідкладення сортування та інших локальних літо-генетичних процесів [17, 94, 101].

Зважаючи на складність об'єкту дослідження, саме положення генетичного підходу (вивчення сучасного стану ґрунту та чинників його формування) дозволили встановити особливості генези ініціальних ґрунтів на щільних породах Українських Карпат, виокремити основні ЕГП, які беруть участь у формуванні ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку. Було встановлено фізико-хімічні, хімічні та біотичні властивості ініціальних ґрунтів та їхніх взаємозв'язок з чинниками ґрунтоутворення.

Тому при проведенні досліджень сучасного стану, властивостей та процесів, що стали причиною формування ініціальних органогенних ґрунтів комплексно застосовувались: порівняльно-географічний, профільно-генетичний, порівняльно-аналітичні та лабораторно-аналітичні методи. При проведенні польових досліджень використовувався експедиційний метод, метод ключових ділянок.

Одним із основних методів ґрунтознавства є порівняльно-географічний метод. У своїй праці О. А. Роде (1947) аналізуючи цей метод зазначив, що він є корелятивним, тобто він полягає у встановленні зв'язку існування конкретних типів ґрунтів, що володіють набором конкретних властивостей у конкретних географічних умовах, що дає право зробити припущення, що таке існування не випадкове і в його основі лежать причинно-наслідкові зв'язки, котрі і слід вивчати.

Характеризуючи порівняльно-географічний метод, схожу думку висловлюють Герасимов І. П. та Глазовська М. А. (1960) вчені зазначають: «...основним методом наукового дослідження ґрунтів повинне бути всестороннє вивчення ґрунту та всіх чинників ґрунтоутворення. В ґрунтознавстві такий метод отримав назву природньо-історичний або ж порівняльно-географічний. Його суть полягає у паралельному та нерозривному вивченні ґрунтів та чинників, що їх утворюють». Завданням порівняльно-географічного методу є не тільки пошук зв'язків між ґрунтами та чинниками ґрунтоутворення, але й встановлення законів формування ґрунтових форм та ролі природніх чинників у їхньому утворенні [17, 19, 21].

Порівняльно-географічний метод при дослідженні ініціальних ґрунтів дозволив встановити взаємозалежність між чинниками ґрунтоутворення та особливостями ґрунтів території дослідження, встановити вплив локальних чинників на особливості генези ініціального ґрунту.

Однак однозначної відповіді на питання генези та причинно-наслідкових зв'язків чинників ґрунтоутворення порівняльно-географічний метод не дає [50]. В. А. Ковда (1973) зазначає, що головним методом ґрунтознавства, характерним лише для нього є порівняльно-морфолого-генетичний або ж профільний метод. Суть даного методу полягає у вивченні ґрунту за сукупністю генетичних горизонтів і всієї потужності ґрунтового профілю. Автор акцентує увагу на тому, що в незалежно від досліджуваних ґрунтових процесів, властивостей чи режимів, профільний метод

зобов'язує дослідника вивчати всі показники зверху до низу в кожному горизонті, включаючи і материнську породу [51].

Профільний метод застосовувався при вивченні морфологічної будови ґрунтових профілів. Поетапно описувались та вивчались особливості морфологічної будови ініціальних ґрунтів на різних стадіях еволюції, що сформувалися у різних природних умовах. Індивідуальні зразки ґрунту для лабораторно-аналітичних досліджень відбирались з окремих генетичних горизонтів.

У ході морфологічних досліджень у ґрунтових розрізах детально здійснювались морфометричні виміри (потужність генетичних горизонтів, розмір та форма включень материнської породи, глибина проникнення корневих систем рослин у ґрунт, розмір коренів). Забарвлення його тип та розподіл визначали візуально.

Незважаючи на той факт, що профільний метод є одним з основних при проведенні ґрунтових досліджень, при дослідженні ініціальних ґрунтів виникають певні складнощі, пов'язані з відсутністю чітких розроблених критеріїв діагностики для кожної еволюційної стадії ініціального ґрунтоутворення.

Також широко застосовувався порівняльно-аналітичний метод. Адже, як зазначає О. А. Роде «Порівняльно-аналітичний метод – головний метод вивчення загальних ґрунтових макропроцесів. Він базується на порівнянні складу та властивостей окремих генетичних горизонтів з однієї сторони, та материнської породи з іншої. Оскільки макропроцеси дуже тривалі у часі, то метод дозволяє виявляти та досліджувати лише сумарні результати досліджуваних процесів..» [94]. Порівняльно-аналітичний метод при дослідженні ініціальних ґрунтів дав змогу встановити характерні фізико-хімічні та хімічні властивості, які притаманні для кожної стадії ініціального ґрунтоутворення.

Для належного оформлення отриманих даних, результати лабораторно-аналітичних досліджень оброблялись та оформлялись у пакеті програм Libre Office 2020 та Microsofte 2020 .

Формування плану проведення лабораторно-аналітичних досліджень відбувалося з врахуванням особливостей досліджуваних ґрунтів, головним чином орієнтувались на вивчення складу та властивостей ініціальних органоґенних ґрунтів, що б мати змогу охарактеризувати сучасний стан досліджуваних ґрунтів та умовно відтворити стадійність їхнього формування.

Лабораторно-аналітичні дослідження проводили за загальноприйнятими національними методиками (ДСТУ). У відібраних індивідуальних зразках ґрунту визначали:

- рН водної та сольової витяжки;
- гідролітичну кислотність;
- показник зольності;
- валовий хімічний склад;
- показник каталази;
- ґрунтове дихання;
- мікробна біомаса;
- обмінні катіони (Al^{3+} , H^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+});
- органічний Карбон;
- органічні кислоти (гумінові і фульво);
- видовий склад мікроорганізмів;
- ступінь розкладу та гуміфікації органічної речовини.

Також було проведено визначення основних ценозоформуючих видів території дослідження.

1.3. Характеристика ключових ділянок

Ґрунтовий покрив є континуальним утворенням з поступовим переходом між елементарними ґрунтовими ареалами. Межі між ними розмиті й представлені найчастіше перехідними мікрокатенами, на території яких морфологічні ознаки одного ґрунту поступово змінюються морфологічними ознаками іншого. Розміщення ґрунтових ареалів і меж між ними визначається факторами ґрунтоутворення та диференціації ґрунтового покриву. Одним з завдань великомасштабного картографування ґрунтів є встановлення максимального числа елементарних ґрунтових ареалів. Чим більший масштаб, тим повніше на карті показані закономірності розміщення ґрунтів, особливості просторової організації ґрунтового покриву [42].

Ініціальні органогенні ґрунти є інтразональними та приурочені до виходу на денну поверхню щільних пісковиків. В основу порівняльно-географічного, морфолого-ґентичного та порівняльно-аналітичного методів покладено принцип репрезентативності ключових ділянок. Впродовж 2017-2020 рр. в межах Верховинського Вододільного хребта було закладено 5 ключових ділянок: гора Пікуй 1405 м, N 48° 49' 46" E 23° 00' 03" (КЛ-А); гора Опора 1294 м, N 48° 51' 59,1" E 23° 01' 59,1" (КЛ-В); урочище "Кичера" (каре'р) 823 м, N 49° 09' 09,5" E 23° 02' 00,5" (КЛ-С); гора Нандаг 1304 м, 48° 86' 49,7" E 22° 97' 0,52" (КЛ-Д); гора Острий Верх 1215 м, N 48° 87' 80,6" E 22° 96' 42,3" (КЛ-Е), які відображають весь спектр чинників ґрунтоутворення ініціальних органогенних ґрунтів. В межах яких проведено вивчення морфологічних особливостей, закономірностей поширення, приуроченість до певних форм рельєфу ініціальних ґрунтів та відібрано зразки для лабораторно-аналітичних досліджень. Чотири ключові ділянки (КЛ-А, КЛ-В, КЛ-Д, КЛ-Е) були закладені в межах субальпійського поясу, а п'ята (КЛ-С) – в лісовому поясі.

КЛ-А (гора Пікуй). Найвища вершина Верховинського Вододільного хребта гора, поверхня конусоподібна, асиметрична: південно-західний схил крутий, північно-східний та північний — більш пологий. Гора складається з флішу. Схили вкриті буковим і ялицевим лісом. Завдяки значній відносній висоті для вершини гори характерна наявність субальпійського поясу рослинності, верхня межа лісу тут проходить на висоті 1200—1250 м.



Рис. 1.1 Схематичне зображення розміщення ґрунтових ареалів в межах КЛ-А (гора Пікуй)

КЛ-В (гора Опора), 1294 м. Гора розташована в середній частині Верховинського Вододільного хребта, поверхня полого, вирівняна, ключова ділянка розміщена в межах субальпійського поясу. Кут нахилу поверхні КД становить 7° , ініціальні ґрунти поширені на флішових породах.



Рис. 1.2 Схематичне зображення розміщення ґрунтових ареалів в межах КЛ-В (гора Опора)

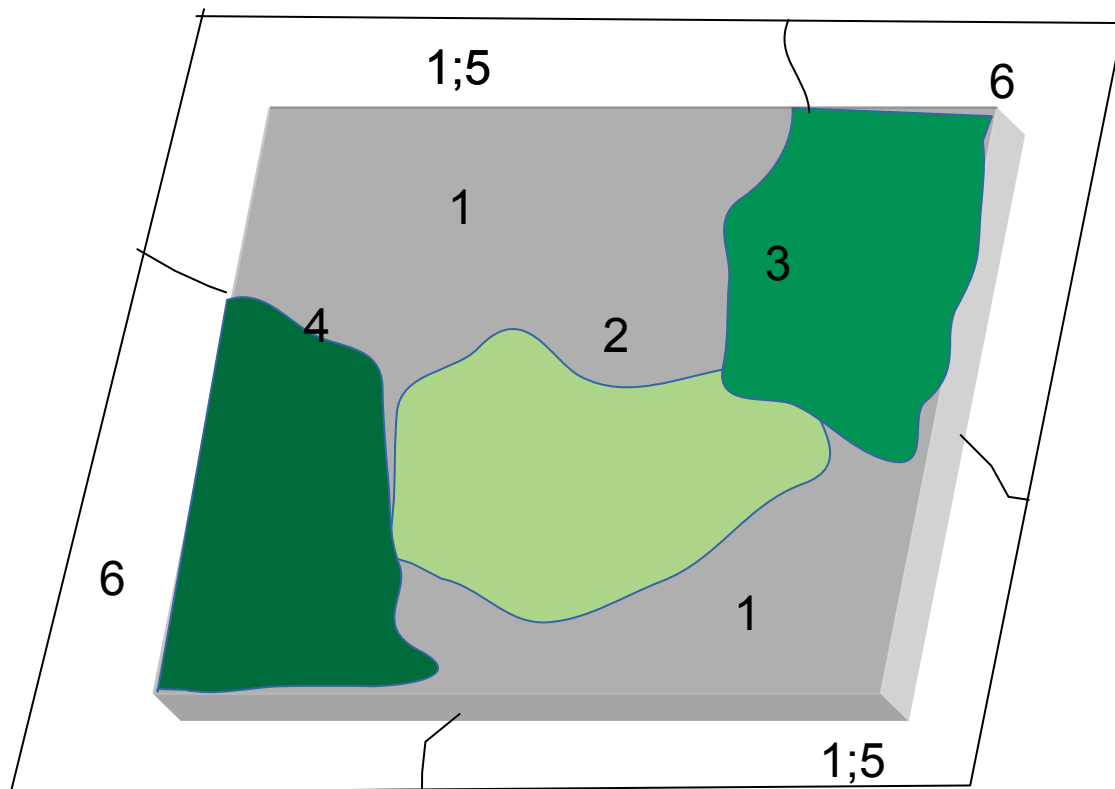
КЛ-С (урочище “Кичера” (каре'р)). Розташована в лісовому поясі, на території рекультивованого каре'ру з видобутку каменю. Рослинний покрив представлений хвойними породами деревини в комплексі з типовими для даної місцевості моховими асоціаціями.



Рис. 1.3 Схематичне зображення розміщення ґрунтових ареалів в межах КЛ-С (урочище “Кичера” (карє'р)).

КЛ-Д (гора Нандаг) та **КЛ-Е** (гора Острий Верх) (див. Рис. 1.4 та 1.5) також розташовані в субальпійському поясі Верховинського Вододільного хребта, ключові ділянки розміщені на виположеній поверхні, з кутом нахилу до 10^0 .

При виборі ключовий ділянок основним критерієм відбору була наявність в межах локальної території ініціальних ґрунтів на всіх стадіях розвитку. Розмір ділянок проведення дослідження 5×5 м, кут нахилу поверхні не більше 20^0 , з метою мінімізації впливу процесів змиву та переміщення матеріалу.



- | | | |
|---|--------------------------------|---|
| 1 | - ембріональне утворення | 5- виходи скельних порід |
| 2 | - ґрунтоподібне тіло | 6- лучно-буроземний короткопрофільний ґрунт |
| 3 | - первинний ґрунт | 7- лучно-буроземний слабозвинутий ґрунт |
| 4 | - примітивний ґрунт | 8- буроземний короткопрофільний ґрунт |
| — | - суміжні ґрунтові ареали з КД | |

Рис. 1.4 Схематичне зображення розміщення ґрунтових ареалів в межах КЛ-D (гора Нандаг).

Під час проведення польових досліджень в межах кожної зазначеної ключової ділянки проводилося картування розміщення ініціальних ґрунтів з суміжними фаціальними типами, відбиралися зразки ґрунтів та рослин для подальших лабораторних досліджень.



Рис. 1.5 Схематичне зображення розміщення ґрунтових ареалів в межах КЛ-Е (гора Острий Верх).

Висновки до 1 розділу

1. Ініціальні ґрунти виконують ряд важливих екологічних та інформаційних функцій, зокрема вивчення специфічних особливостей еволюційного розвитку ініціального ґрунту дозволить встановити особливості генези ґрунтів гірських територій від початку ґрунтоутворення до сучасного стану. Ініціальні ґрунти є досить унікальними з точки зору екологічних функцій та властивостей, оскільки незважаючи на незначні площі поширення є важлими в процесах акумуляції та

перетворення енергії та відіграють значну роль у зміні ландшафту досліджуваної території. Основними екологічними функціями ініціальних ґрунтів, які здійснюють значний вплив на властивості ландшафту є: біологічні (ґрунтове дихання, ґрунтові мікроорганізми, активність ґрунтових ферментів); фізичні (гідрофізичні, теплові); хімічні (вміст гумусу, співвідношення $C_{гк}/C_{фк}$, кислотність).

2. Зважаючи на складність об'єкту дослідження нами частково були використані положення з усіх головних напрямків теоретичного ґрунтознавства (субстантивний, функціональний, генетичний), проте саме згідно з основних положень генетичного підходу, було проведено домінуючу частину дослідження. При дослідженні сучасного стану, властивостей ініціальних ґрунтів та чинників їхнього формування комплексно були використані основні методи проведення ґрунтознавчих досліджень: порівняльно-географічний, профільно-генетичний, порівняльно-аналітичний, ключових ділянок та лабораторно-аналітичні. Лабораторно-аналітичні дослідження проводилися згідно встановлених ДСТУ.

3. Ключові ділянки в межах Верховинського Вододільного хребта розміщені на найвищих вершинах території дослідження, при виборі ділянок головним критерієм була наявність ініціальних ґрунтів на всіх стадіях розвитку в межах локального простору та незначний кут нахилу поверхні. Для встановлення впливу чинників ґрунтоутворення на властивості ініціальних ґрунтів, ключові ділянки були закладені на різних висотних рівнях з різними типами рослинного покриву.

РОЗДІЛ 2

ЧИННИКИ ІНІЦІАЛЬНОГО ҐРУНТОУТВОРЕННЯ

Ґрунтовий покрив Землі тісно пов'язаний з умовами та історією фізико-географічного середовища, перебуває в постійній взаємодії з літосферою, атмосферою, гідросферою і організмами, утворюючи з ними екосистеми. Співвідношення між ґрунтами й чинниками ґрунтоутворення є не випадковим, а закономірним. Знаючи сутність та історію взаємовідносин між ґрунтами і чинниками ґрунтоутворення, можна передбачити тип ґрунтового покриву території, ґрунти якої не вивчені, проте для якої відомими є вік, рельєф, гірські породи, клімат, рослинність [38, 81, 85, 87].

Чинники ґрунтоутворення, взаємодіючи між собою, впливають на суть і напрям ґрунтоутворного процесу, діють разом як сукупність взаємопов'язаних елементів, і в цьому сенсі необхідно констатувати незамінність чинників ґрунтоутворення. Зрозуміло, що чинники ґрунтоутворення є різними за своєю суттю, ефектом і значенням.

Ще В. В. Докучаєв сформулював положення про залежність ґрунту від клімату, рельєфу місцевості, гірських порід, рослинного і тваринного світу, а також часу. Він зазначав, що всі чинники при формуванні ґрунту є рівнозначними та незамінними, а відсутність будь-якого з чинників ґрунтоутворення унеможлиблює розвиток ґрунтів [35].

Таким чином, функціональну залежність ґрунту (Γ) від факторів ґрунтоутворення можна виразити такою математичною формулою:

$$\Gamma = f(n, b, k, p, \alpha) t \quad (2.1);$$

де n – материнська порода; δ – біота (рослини + тварини + мікроорганізми); k – клімат; p – рельєф місцевості; α – антропогенний фактор; t – фактор часу [35, 38].

Верховинський вододільний хребет простягається від Ужоцького (889 м над р. м.) на північному заході до Вишківського (Торунського) перевалу (941 м над р. м.) —

на південному сході, сягаючи загальної довжини близько 70 км. На ділянці від Ужоцького перевалу до г. Пікуй хребет є природною межею між Стрийсько-Сянською і Воловецькою верховинами. Крутіший південно-західний схил опускається до долин повздовжніх рік Полонина та Звіняцька. Північно-східний схил хребта розчленований верхів'ями приток р. Стрий та поступово переходить у низькогір'я Стрийсько-Сянської верховини. Хребет характеризується перистим (поперечним) типом розчленування. Його відносні перевищення на ділянці Ужок - Пікуй поступово зростають з північного заходу на південний схід від 407 м (г. Дрогобицький Камінь) до 759 і 798 м (гори Великий Верх, Пікуй); потім відносні висоти знижуються до 205-297 м (гори Стара Кичера та Яворник), сягаючи 350-400 м в районі Вишківського перевалу. У межах хребта розміщені зручні перевали: Ужоцький, Ворітський, Бескидський і Вишківський [92, 103].

2.1. Геологічна будова та ґрунтоутворні породи

Ґрунтоутворні породи є тим субстратом, на якому відбувається формування ґрунту. Ці породи є фундаментом і каркасом складної природної споруди – ґрунту. Вони складаються з різноманітних мінеральних компонентів, що різним чином беруть участь у процесі ґрунтоутворення. Серед них є частки, практично інертні до хімічних процесів, але які відіграють важливу роль в утворенні фізичних властивостей ґрунту. Інші складові частини ґрунтоутворних порід легко руйнуються і збагачують ґрунт певними хімічними елементами. Таким чином, склад і будова ґрунтоутворних порід має надзвичайний вплив на процес ґрунтоутворення. Від ґрунтоутворної породи ґрунт успадковує первинний мінералогічний, хімічний і гранулометричний склад [38, 81, 87, 95].

Гірські породи є одним з головних чинників, що визначають формування та поширення ініціальних ґрунтів. Гірські породи і продукти їхнього звітнення підлягають прямому і опосередкованому впливу рослинності, тварин та

мікроорганізмів, унаслідок чого формуються ґрунтові горизонти. Під час формування ґрунту гірські породи піддаються звітненню, руйнуванню і новому синтезу.

Геологічна будова території визначає тип ґрунтоутворних порід на яких формується ґрунт і від яких залежать його морфологічні особливості, фізичні та фізико – хімічні властивості.

Верховинський Вододільний хребет розташований в межах Кросненської зони Українських Карпат, яка визначається розвитком вузьких стиснутих кілевидних антиклінальних складок, розділених широкими синкліналями. В ядрах антикліналей найчастіше виходять найнижчі шари олігоцену, а породи надзвичайно інтенсивно зім'яті. Часто ядра антикліналей порушені розривами, які круто спадають і обумовлюють лускувату будову зони

В Кросненській зоні найбільш давні утворення – відклади крейдового періоду, які поширені на незначній території (їх виходи зустрічаються вздовж р. Голятинки і в межах підняття Сможе). Палеоценові відклади в Кросненській зоні відомі на обмежених площах та представлені грубошаруватими пісковиками, які поступово переходять у ритмічний еоценовий фліш, складений темно-сірими, іноді зеленуватими пісковиками і темно-сірими, майже чорними аргілітами. Майже вся територія Кросненської зони зайнята олігоценовими відкладами, які відомі як Кросненська світа [37, 92].

Кросненська світа поділяється на три підсвіти. Нижньокросненська охоплює верхній олігоцен (сірі різношаруваті вапнисті пісковики з прошарками сірих, рідше темно-сірих аргілітів і алевролітів) потужністю від 160 до 460 м. Середньокросненська підсвіта представлена нижнім міоценом (середньоритмічним чергуванням типово кросненських вапнистих порід із деякою перевагою пісковиків над глинистими породами) потужністю від 180 до 450 м. Верхньокросненська підсвіта також представлена нижнім міоценом (алевроліто-аргілітовий фліш із

характерними слабкоущільненими аргілітами і глинами) потужністю понад 600 м [37, 92].

Стійкі породи нижньокросненської підсвіти залягають в осьових частинах хребта Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. Нижньокросненську світу утворюють грубошаруваті пісковики із тонкими прошарками аргілітів. Податливі породи Кросненської зони – це середньо- і верхньокросненські угруповання, до яких приурочені невисокі масиви і поздовжні широкі долини. Середньокросненська світа представлена типовими флішовими породами із шарами пісковиків, алевролітів та аргілітів, що чергуються між собою. У верхньокросненських породах прошарки аргілітів чергуються із прошарками пісковиків.

Ґрунтоутворення головно відбувається на елювії-делювії флішу, що поділяють на три типи:

- з домінуванням грубошаруватих пісковиків;
- з чергуванням шарів пісковіку і глинистого сланцю в співвідношенні один до одного;
- з переважанням глинистих сланців – алевролітів з тонкими прошарками пісковіку [37, 92, 103].

Формування ґрунтів у межах Верховинського Вододільного хребта відбувається на флішових осадових породах, для яких характерне ритмічне чергування пісковиків, аргілітів, алевролітів, конгломератів, утворених у мілководних морських басейнах річковими наносами [*]. Саме співвідношення в пачках флішу пісковиків та аргілітів, алевролітів визначає процеси рельєфо – та ґрунтоутворення. Ініціальні ґрунти формуються головно на флішових породах з переважанням грубошаруватих пісковиків та флішах з чергуванням пісковиків і глинистих порід у співвідношенні один до одного. В табл. 2.1 відображено валовий хімічний склад пісковиків Кросненської світи Верховинського вододільного хребта.

Валовий хімічний склад (%) пісковика Кросненської світи та елювію флішу.

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaCO ₃
P*	15-20	82,19	8,81	3,31	-	0,51	1,16	0,70	0,12	1,54	1,59	-
P	75-85	69,52	15,36	7,40	-	0,56	0,69	2,28	0,25	2,34	1,00	-
D	120	61,80	6,44	2,69	2,57	0,32	18,97	3,31	1,24	1,42	1,18	30,7
D	500	57,34	8,29	0,74	3,07	0,32	20,25	5,50	2,06	1,41	1,19	34,0

У процесі фізичного, хімічного, біологічного вивітрювання та ґрунтоутворення відбуваються зміни у валовому хімічному складі флішу. Так, простежується відносне накопичення кремнезему від 57,34 % на глибині 500 см до 82,19 % на 15-20 см від поверхні, що пояснюється впливом біотичного чинника ґрунтоутворення. При звітрюванні щільного пісковика відбувається збільшення відсоткового вмісту Al₂O₃ та Fe₂O₃, які в подальшому впливають на формування кислотно-основних властивостей ґрунтів. Одночасно значного вилугування зазнають сполуки CaO (відсотковий вміст зменшується в понад 21 раз) та MgO. В елювії флішу повністю відсутній CaCO₃, оскільки його повне вимивання з породи є необхідною умовою для початку процесу руйнування щільного пісковика та початку ґрунтоутворення, що зумовлено процесами фізичного та хімічного вивітрювання.

Специфічною є спрямованість процесів звітрювання та ґрунтоутворення у місцях виходу на поверхню пісковиків Кросненської світи, підвищена щільність яких зумовлена наявністю карбонатів кальцію, які цементовують зерна кварцу, польового шпату та ін. Тому, з моменту виходу пісковиків на поверхню відбуваються поступові процеси вилугування сполук Кальцію і Магнію, що в кінцевому результаті сприяє зменшенню їхньої щільності. Проте, цей процес повільніший, ніж у флішових

породах з домінуванням глинистих порід. Значних перетворень у пісковиках зазнають сполуки Заліза. У незвітрених породах Залізо перебуває в закисній формі (FeO), що зумовлює сіро-стальне забарвлення пісковиків. Завдяки впливу фізичних і хімічних чинників звітрювання сполуки Заліза у пісковиках окиснюються, що призводить до зміни забарвлення та появи бурих відтінків.

Під час дослідження впливу породи на формування ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку, було встановлено, що ембріональне ґрунтоутворення розпочинається на щільних пісковиках, які в процесі фізичного та хімічного вивітрювання зазнали змін, які зумовили поселення на них найпростіших мікроорганізмів, що дали поштовх процесу біологічного вивітрювання та початку ембріонального ґрунтоутворення.

2.2. Рельєф

Роль рельєфу в ґрунтоутворенні переважно опосередкована. Рельєф зумовлює зміну материнських порід та кліматичних умов на невеликих відстанях. Рельєф виконує такі головні функції:

- 1) розподіляє продукти звітрювання і ґрунтоутворення;
- 2) розподіляє атмосферні опади і тепло;
- 3) просторово організовує ґрунтовий покрив [38, 81, 85, 87, 95].

Значна зміна висоти місцевості спричиняє істотну зміну температурних умов. З цим пов'язане явище вертикальної зональності в горах. Порівняно незначна зміна висоти позначається на перерозподілі атмосферних опадів. Велике значення для перерозподілу сонячної енергії має експозиція схилу. Значною мірою особливостями рельєфу визначається ступінь впливу ґрунтових вод на формування ґрунтів.

За положенням в рельєфі і характером перерозподілу атмосферних опадів виділяють три групи ґрунтів, які називають генетичними рядами зволоження: автоморфні, напівгідроморфні, гідроморфні. На підвищених елементах рельєфу, в

умовах вільного стоку поверхневих і при глибокому заляганні ґрунтових вод в автономних ландшафтних умовах, під впливом низхідного руху води по профілю формуються автоморфні ґрунти.

На понижених ділянках рельєфу, в умовах тривалого застою поверхневих вод або при неглибокому (менше 3 м) заляганні ґрунтових вод, що збагачені хімічними елементами і сполуками, привнесеними з підвищених елементів рельєфу формуються гідроморфні ґрунти. Їх формування відбувається залежно від ландшафтних умов під впливом висхідного руху води.

Ґрунти, які формуються в автономних умовах, але їх короткочасно затоплюють поверхневі води або вони формуються при неглибокому (3 – 6 м) заляганні ґрунтових вод, називають напівгідроморфними (лучно-чорноземні ґрунти). Ґрунти, які формуються в умовах сезонного ґрунтового зволоження, називають автоморфно-гідроморфними [92, 103].

За характером морфології і структурно-літологічними особливостями хребет поділяється на 2 підрайони:

- 1) ерозійно-антиклінальний середньогірський хребет Буківської полонини (західна частина);
- 2) Верховинський Вододільний ерозійно-тектонічний хребет (східна частина) [103].

Західна частина Верховинського Вододільного хребта має вигляд середньогір'я і визначається загальною масивністю, наявністю скельних нашарувань і гострорібних пірамідальних вершин. Північно-східні схили хребта виположені, південно-західні – круті, часто обривисті. Ця ділянка хребта пряма морфоструктура другого порядку. Із точки зору вертикальної морфологічної зональності тут можна виділити чотири яруси:

- 1) ярус положисто-вирівняної гребеневої лінії, розміщений на абсолютних висотах у середньому 1 100 – 1 200 м. Тут характерні скельні відслонення і гострі вершини, пов'язані з виходами стійких порід еоцену;

- 2) ярус крутосхилового низькогір'я, що окреслює півноічно-східні схили хребта на абсолютних позначках 900-1 000 м і пов'язаний із виходами моноклінальних пластів верхнього кросню. Крутість схилів – 20-30°;
- 3) ярус улоговиноподібних розширень рік у долинах Яворівки, Либохори, Гусиного та ін. Для ярусу характерна велика розчленованість гірськими потоками і зворами;
- 4) ярус представлений вузькими положисто-похилими майданчиками низьких терас у долинах рік.

Поширення ініціальних органогенних ґрунтів приурочено головню до ярусу положисто-вирівняної гребеневої лінії та крутосхилого низькогір'я західної та східної частин Верховинського Вододільного хребта.

Східна частина Верховинського Вододільного хребта від Ворітського до Вишківського перевалів здебільшого приурочена до моноклінальних пластів кросненських порід і характеризується дуже звивистою гребеневою лінією. Гребінь виположений, з частими сідловиноподібними зниженнями. Відносні перевищення становлять 300 – 400 м. Північні схили круті й вузькі, південні – положисті й видовжені. Тут також виділяють 4 висотні яруси:

- 1) ярус вирівняного гребеня хребта;
- 2) ярус крутосхилого середньогір'я (900 – 1 100 м), займає короткі відроги з сторони північного схилу;
- 3) ярус пологосхилого низькогір'я (700-800 м) південно-західних схилів;
- 4) ярус низьких терас верхніх течій рік Вічі, Студеного, Ріки, Славки і Опору [92, 103].

Найбільша кількість ареалів поширення ініціальних органогенних ґрунтів приурочена до ярусу вирівняного гребеня хребта та крутосхилого середньогір'я, проте поодинокі ареали також зустрічаються в межах ярусу пологосхилого низькогір'я.

У верхів'ях р. Латориці спостерігається декілька пологосхилих хребтів – відрогів Вододільного хребта. Вони сильно розчленовані дрібними притоками рік Латориці, Сливки та Вічі. Декілька таких коротких хребтів на лівобережжі верхньої Латориці сходяться біля г. Великий Верх, сягаючи тут максимальних висот.

На північ від м. Воловця південні відрози Вододільного хребта сягають 250-300 м відносної висоти і характеризуються великою крутістю схилів. Декілька таких крутосхилих коротких хребтів відходять від г. Яворник. Короткі розгалужені хребти спостерігаються на межиріччі Голятинки та Ріки. На захід від села Торунь абсолютні відмітки їхніх гребенів сягають 1 092 м над р. м..

Рельєф території значною мірою впливає на швидкість процесу ґрунтоутворення ініціального ґрунту та потужність його генетичного профілю. Так, на відносно вирівняних ділянках швидкість формування органогенного горизонту ініціального ґрунту буде максимальною, з збільшенням нахилу поверхні процеси зносу ґрунтового матеріалу стають інтенсивнішими, що значно лімітує потужність профілю ініціальних органогенних ґрунтів. Власними дослідженнями було встановлено, що для таких елементів рельєфу інтенсивність збільшення потужності профілю органогенного горизонту складає 0,73 – 0,79 мм/рік. Значний вплив на потужність органогенного горизонту ініціальних ґрунтів має кут залягання щільних порід (максимальна потужність органогенного горизонту відзначається в ґрунтах, які залягають на поверхні з кутом нахилу до 20^0) та експозиція схилу (максимальна потужність органогенного горизонту характерна для схилів північної експозиції). З збільшенням кута нахилу поверхні, швидкість акумуляції органогенного матеріалу знижується за рахунок інтенсивного впливу ерозійних процесів.

Ключові ділянки були закладені на найвищих елементах рельєфу в межах Верховинського вододільного хребта, (гора Пікуй 1405 м, N $48^0 49' 46''$ E $23^0 00' 03''$ (КЛ-А); гора Опора 1294 м, N $48^0 51' 59,1''$ E $23^0 01' 59,1''$ (КЛ-В); урочище “Кичера” (карє'р) 823 м, N $49^0 09' 09,5''$ E $23^0 02' 00,5''$ (КЛ-С); гора Нандаг 1304 м,

48° 86' 49,7"E 22° 97' 0,52" (КЛ-*D*); гора Острий Верх 1215 м, N 48° 87'80,6"E 22° 96'42,3" (КЛ-*E*)), які представлені кам'яними розсипищами. В межах кожної ключової ділянки комплексно розташовані ініціальні ґрунти на різних стадіях розвитку.

2.3. Клімат

Клімат – це атмосферно-космічний чинник формування ландшафтно-географічного середовища, умов та процесів ґрунтоутворення на поверхні Землі. Через атмосферу та із атмосфери завдяки складним процесам і явищам, які там відбуваються, включаючи і процеси атмосферно-повітряної міграції речовин і хімічних елементів, на земну поверхню поступають променева сонячна енергія, волога, різноманітні хімічні елементи і речовини, які суттєво впливають на ландшафто- і ґрунтоутворення.

Домінуючим є уявлення про клімат та атмосферно-хімічні умови як один із важливих чинників ґрунтоутворення. Проте, є ряд кліматичних показників, суттєво значимих для процесу утворення ґрунтів:

- *променева енергія сонця*, як джерело енергії для фотосинтезу і чинник формування теплового режиму фітогеосфери;
- *кількість опадів*, які визначають водний режим педосфери та умови розвитку організмів;
- *газовий склад атмосфери та вміст в ній завислих часток і речовин*, які визначають хімічний склад атмосферних опадів та атмосферних сумарних (сухих і вологих) відкладень на земну поверхню, сумарну масу колоїдно-дисперсних часток і речовин в атмосферних опадах і відкладеннях [38, 81, 85, 87, 95].

Тобто, погодно-кліматичні та атмосферно-хімічні умови визначають особливості гідротермічного режиму території, направленість та інтенсивність ландшафтно-геохімічних, біотичних і ґрунтоутворювальних процесів, специфіку

формування речовинно-хімічного складу і властивостей ґрунтів, а часто геохімічного ландшафту загалом [38, 87].

Згідно кліматичного районування М. С. Адріанова Верховинський Вододільний хребет знаходиться в середньогірській прохолодній (800 – 1 100 м) та помірно холодній (1 100 – 1 500 м) зонах. Характеристика кліматичних умов території дослідження подано в табл. 2.2.

Таблиця 2.2

Кліматична характеристика території дослідження[20]

Кліматична зона та її межі, висота над р.м.	Сума активних температур, °С	Середньорічна к-сть опадів, мм	Середньо річна тповітря, °С	Тривалість вегетаційного періоду, днів
Середньогірська прохолодна (лісовий пояс) 800-1100	1400 – 1800	1000 – 1200	+ 5, 6	135
Помірно холодна (субальпійський пояс) 1100-1500	1000 – 1400	1200 – 1600	+ 4, 8	100

В середньогірській прохолодній зоні сума активних температур становить 1 400 – 1 800⁰С, середньорічна кількість опадів – 1000 – 1200 мм. Сума активних температур в помірно холодній зоні становить 1 000 – 1 400⁰С. Середньорічна кількість опадів тут коливається в межах 1 200 – 1 600 мм, більша частина з яких випадає у вигляді дощу. Середньорічна температура повітря +5,6⁰С, абсолютний мінімум –41⁰С, абсолютний максимум +34⁰С. Тривалість снігового покриву на гірських вершинах 4-5 місяців. Безморозний період триває близько 135 днів. Кількість хмарних днів у році 90 – 110, ясних 60 – 75, з опадами 160 – 170, з опадами зливого характеру до 20 днів. Середня температура повітря у січні –4,5⁰С, у липні +16,5 [91, 92].

Середня температура січня за період з 2003 по 2017р. становила $-3,8^{\circ}\text{C}$, з аномально високим значенням у 2007 році $+1,2^{\circ}\text{C}$. Середня температура липня $+17,1^{\circ}\text{C}$. Максимальна кількість опадів 1 152 мм, мінімальна 848 мм.

Середня температура січня за період з 2003 по 2017р. становила $-3,8^{\circ}\text{C}$, з аномально високим значенням у 2007 році $+1,2^{\circ}\text{C}$. Середня температура липня $+17,1^{\circ}\text{C}$. Тривалість вегетаційного періоду в межах території дослідження змінюється від 135 до 90 днів та залежить від абсолютної висоти місцевості.

Таблиця 2.3

Динаміка кліматичних показників Верховинського Вододільного хребта
[метеопост с. Матків].

Рік	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Сер. Т(січня), $^{\circ}\text{C}$	-6,3	-3,6	-7,5	1,2	-0,8	-2,6	-6,8	-1,8	-3,9	-3,4	-4,1	-3,9	-4,5	-3,3
Сер. Т(липня), $^{\circ}\text{C}$	16,5	17,2	17,7	17,9	15,9	17,3	17,6	16,5	18,4	16,2	17,5	17,1	16,8	17,3
К-сть опадів, мм	958	1131	1031	1041	1152	947	1145	874	1087	848	1008	996	1069	1101

Середня температура січня за період з 2003 по 2017р. становила $-3,8^{\circ}\text{C}$, з аномально високим значенням у 2007 році $+1,2^{\circ}\text{C}$. Середня температура липня $+17,1^{\circ}\text{C}$. Тривалість вегетаційного періоду в межах території дослідження змінюється від 135 до 90 днів та залежить від абсолютної висоти місцевості.

Ґрунтоутворення відбувається в умовах короткотривалого вегетаційного періоду (90 – 135 днів), значної тривалості снігового покриву, надлишкового зволоження, промивному типові водного режиму, при високій амплітуді коливання добових і річних температур. Значні коливання амплітуди добових та сезонних температур в межах території дослідження інтенсифікують процеси фізичного вивітрювання пісковиків, що є передумовою для поселення перших живих організмів та початку процесу ґрунтоутворення.

Сукупний вплив цих кліматичних чинників ґрунтоутворення (кількості опадів та сонячної радіації, тривалості вегетаційного періоду) зумовлює до формування в ініціальних ґрунтах, горизонту слаборозкладеної дернини та безпосередньо органогенного (торфового) горизонту, що пояснюється недостатньою швидкістю процесів розкладу органічної речовини. Припинення вегетації рослин одночасно зі зниженням температури унеможливорює їхню мінералізацію та сприяє нагромадженню відмерлих органічних решток за незначної їхньої гуміфікації.

2.4. Рослинність

Незважаючи на важливість ґрунтоутворних порід, провідну роль у ґрунтоутворенні відіграє біологічна діяльність. Без живих організмів не було би ґрунту. Ґрунтоутворення на Землі почалося тільки після появи перших простих організмів. Будь-яка гірська порода, як би глибоко розкладена і звітрена вона не була, ще не є ґрунтом. Тільки тривала взаємодія материнських порід з рослинними, тваринними угрупованнями та організмами у визначених кліматичних умовах створює специфічні якості, що відрізняють ґрунт від гірських порід.

Рослини в процесі своєї життєдіяльності синтезують органічну речовину і певним чином розподіляють її в ґрунті у виді кореневої маси, а після відмирання надземної частини – у виді рослинного опаду. Складові частини опаду після мінералізації надходять у ґрунт, сприяючи нагромадженню перегною і наданню характерного темного забарвлення верхнього шару ґрунту. Крім того, рослини акумулюють окремі хімічні елементи, які у невеликій кількості містяться в ґрунтоутворних породах, але необхідні для нормальної життєдіяльності рослин. Після відмирання рослин і розкладання їхніх залишків ці хімічні елементи залишаються в ґрунті, поступово його збагачуючи. Для ґрунту живі організми є основним джерелом первинної органічної речовини [87, 95].

Для процесу формування ґрунтів не менш важливе значення мають мікроорганізми. Різноманітні мікроорганізми, що населяють ґрунт, беруть активну участь в процесах розкладу і синтезу мінеральних та органічних речовин, які входять до складу ґрунту. Завдяки їх діяльності відбувається розкладення органічних решток і синтез елементів, що утримуються у вигляді сполук доступних для поглинання рослинами. Особливо важливу роль вони відіграють в біохімічних процесах перетворення рослинних і тваринних решток в гумусові речовини ґрунту; від них залежить азотфіксація і ряд інших явищ, що визначають родючість ґрунтів. Чисельність, склад і активність мікроорганізмів визначаються еколого-географічними умовами їх існування, зокрема, кількістю і складом в ґрунті органічних речовин, які є головною «їжею» для мікроорганізмів, гідротермічним станом ґрунтів, характером їхнього господарського використання. Від мікробіологічної активності залежить інтенсивність:

- ґрунтових процесів розкладу органічних решток;
- біохімічного руйнування мінералів;
- утворення гумусових речовин.

Вищі рослини і мікроорганізми утворюють певні комплекси, під впливом яких формуються різні типи ґрунтів. Кожній рослинній формації відповідає певний тип ґрунтів. Наприклад, під рослинною формацією хвойних лісів ніколи не сформується чорнозем, що утвориться під впливом лучно-степової трав'янистої формації. В той же час, ґрунт виступає як один з головних чинників росту і географічного поширення рослин (едафічний фактор). Завдяки особливим властивостям ґрунтів формуються угруповання рослин зі специфічними вимогами до хімічного складу ґрунтів (кальцефіли, кальцефоби, нітрофіли), наявності поживних елементів (мезотрофи, оліготрофи), гранулометричного складу (псамофіти) тощо [38, 87, 81].

Ініціальне ґрунтоутворення починається з поселення на щільних породах літофільних мікроорганізмів, яким для життєдіяльності не потрібна органічна

речовина. Це зелені, синьо-зелені і діатомові водорості, які є фотосинтезуючими організмами, та проживаючі з ними у симбіозі азотфіксуючі бактерії, здатні засвоювати атмосферний Нітроген і синтезувати органічні сполуки, різноманітна гетеротрофна флора (бактерії, гриби, актиноміцети). Під дією мікроорганізмів відбуваються процеси руйнування гірських порід, мінералів та синтезу вторинних мінеральних, органо-мінеральних і органічних сполук. Вплив мікроорганізмів на вихідну породу полягає в тому, що організми у процесі життєдіяльності виділяють речовини з кислотними або лужними властивостями, які руйнують і розчиняють мінерали. Вуглекислота, яка виділяється при диханні мікроорганізмів та розкладанні мікробних тіл, прискорює розклад мінералів. Разом з тим мікробні ценози утворюють гумусові речовини, близькі до фульвокислот, що також сприяє руйнуванню первинних мінералів. Зазначимо, що у сухій речовині бактеріальних тканин міститься 10-12 % N^{2+} , 2-5 % P_2O_5 , 1,0-2,5 % K_2O , 0,3-0,8 % MgO і CaO , невелика кількість сполук Fe, Si, S, Cu та інших хімічних елементів, а загальний вміст золи сягає 7-10 %. Зольність водоростей суттєво більша – 20-40 %, а у складі золи міститься значна кількість Ca, Na, S, Cl, P [7, 28, 95, 111, 128, 151].

Вибіркове поглинання мікроорганізмами хімічних елементів призводить до поступового їх накопичення у формі плівок на поверхні щільних порід. Під дією мікроорганізмів у дрібноземі з'являються аморфні опаловидні форми Силіцію, гідроокису Феруму, вторинні глинисті мінерали [7]. Одночасно накопичуються органічні, органо-мінеральні та мінеральні сполуки. В результаті на щільних породах та їхньому елювії утворюється деяка кількість органо-мінерального субстрату, який ще не є ґрунтом, але вже є поєднанням органічних азотистих і мінеральних сполук, слугуючи субстратом для поселення більш високорозвинених літофільних організмів, зокрема лишайників і грибів. З поселенням лишайників на щільних породах значно збільшується швидкість та інтенсивність ініціального ґрунтоутворювального процесу. Ріст і життєдіяльність лишайникової флори

прискорює процес звітрення порід та інтенсифікує процес ґрунтоутворення і збільшення маси дрібнозему з елементами родючості. Лишайники виділяють органічні кислоти (лишайникову, лимонну, щавлеву та ін.), тому ризоїди лишайників здатні руйнувати навіть кварц. Крім цього, лишайники залучають до біологічного колообігу в умовах ініціального ґрунтоутворення на щільних породах більше 300 кг/га Нітрогену щорічно, в їхній золі концентруються Сульфур, Фосфор, Калій, а часто і Кальцій, Алюміній, Силіцій, Ферум та Магній. В результаті життєдіяльності та відмирання лишайників у дрібноземі накопичується до 10, інколи 30-40% органічної речовини, а також значна кількість вторинних глинистих мінералів, включно з мінералами монтморилонітової групи [7, 29, 88, 89, 119, 136]. У складі гумусу дрібнозему під лишайниками міститься значна кількість гумінових (20-25 %) та фульвокислот (31-35 %). Гумусові кислоти забезпечують формування значної частини вбирної здатності дрібнозему, і водночас сприяють посиленню виносу Кальцію, Фосфору та відносному накопиченню Алюмінію, Силіцію, Феруму і Магнію. Разом з тим, лишайники слугують джерелом органічної речовини для літофільних грибів, з поселенням яких активізуються процеси звітрення і ґрунтоутворення на щільних породах [7]. Згідно з теорією примітивного ґрунтоутворення В. А. Ковди, утворений літофільними мікроорганізмами, лишайниками і грибами примітивний ґрунтовий субстрат поступово заселяється мохами, трав'яною і деревною рослинністю [50, 52].

На основі власних польових досліджень встановили, що видовий склад найпоширеніших лишайників і мохів в межах території дослідження, які приймають безпосередню участь у формуванні ініціальних ґрунтів. Першими на щільну слабозвітрену породу заселяються накипні лишайники Лепрарія (*Lepraria incana* (L.) Ach), Кладонія жовто-зелена (*Cladonia ochrochlora*), Леканора заплутана (*Lecanora intricata* (Ach.) Ach), Умбілікрія циліндрична (*Umbilicaria cylindrica* (L.) Delise), які в подальшому змінюються листовими лишайниками Пармелія скельна (*Parmelia*

saxatilis (L.) Ach.). Наступним етапом еволюції ініціального ґрунту є поселення мохів, в гірсько-лісовій зоні домінує Леукобрій сизий (*Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angsts.), а в субальпійській - Політріхум стиснутий (*Polytrichum strictum*).

Рослинний покрив ділянки дослідження є досить унікальним, верхня межа лісу тут проходить на висоті 1 200 – 1 250 м. Пояс лісової рослинності представлений ялицево-буковими та ялицево-смерековими угрупованнями. Пояс лісової рослинності змінюється субальпійським. Вище верхньої межі лісу поширені на значних площах чорничники, зустрічаються поодинокі ялівці. Значні територія знаходиться під дерново-злаковою рослинністю. Ценозоутворюючими є угруповання гостриці лежачої (*Asperugo procumbens*), томофіївки альпійської (*Phleum alpinum*), жовтозілля субальпійського (*Senecio carpathicus* Herbich), сальданели гірської (*Soldanella alpina* L. Crateriflores), перстача золотистого (*Potentilla aurea*), гребінника звичайного (*Cynosurus cristatus*), біловуса стиснутого (*Nardus stricta*) та ін.

Верхні ділянки г. Пікуй, Великий Верх, Великий Менчіл та ін. характеризуються наявністю субальпійського поясу рослинності, на відкритих місцях поширені угруповання ситника трироздільного (*Juncus trifidus*), а серед каміння на постійно вологих ділянках з добре розвиненими лишайниковим ярусом, виростає водянка чорна (*Empetrum nigrum*). Тут ростуть такі рідкісні види рослин як белардіохлора фіолетова, переліска багаторічна (*Mercurialis perennis*), яглиця звичайна (*Aegorodium podagraria* L.) [89, 92].

Під час ґрунтоутворення під високогірними луками в умовах складних кліматичних умов території, продуктивність біоценозу є важливою умовою для формування органогенного горизонту в ініціальних ґрунтах, адже основою формування торфу є значний рослинний опад та сповільнені процеси мінералізації органічної речовини. Рослини не тільки становлять основу формування органогенного горизонту, вони впливають на процес перебігу ґрунтоутворення загалом, специфічні органічні речовини, що виділяються в процесі життєдіяльності

рослин можуть значною мірою впливати на швидкість перебігу хімічних реакцій в ґрунті.

Висновки до 2 розділу

1. Верховинський Вододільний хребет розташований в межах Кросненської зони, які представлена трьома підсвітами з різним співвідношенням в пачках флішу пісковиків, аргілітів та алевролітів. Ініціальні органогенні ґрунти формуються головню на флішових породах з переважанням грубошаруватих пісковиків та флішах з чергуванням пісковиків і глинистих порід у співвідношенні один до одного. Рельєф відіграє роль акумуляції і перерозподілу речовин, тому особливості рельєфу (експозиція схилу та кут нахилу поверхні) прямо впливають на топужність органогенного профілю ініціального ґрунту та можливість його еволюції.

2. Ініціальне ґрунтоутворення відбувається в умовах короткотривалого вегетаційного періоду (100 – 135 днів), значної тривалості снігового покриву (5 – 6 місяців), надлишкового зволоження (1 200 – 1 800 мм), періодично промивному типові водного режиму, високій амплітуді добових і річних (21 °С) температур, що в сукупності призводить до сповільнення процесів мінералізації та формування органогенного горизонту ініціального ґрунту на щільних пісковиках Українських Карпат.

3. Для Верховинського Вододільного хребта характерна наявність лісового і субальпійського поясу рослинності. Для кожної стадії ініціального ґрунтоутворення характерний свій ценозоформуєчий вид, так ембріональні утворення представлені в основному накипними лишайниками (лепрарія (*Lepraria incana* (L.) Ach), кладонія жовто-зелена (*Cladonia ochrochlora*), леканоразаплутана (*Lecanora intricata* (Ach.) Ach), умбілікрія циліндрична (*Umbilicaria cylindrical* (L.) Delise); ґрунтоподібні тіла формуються головню під листовими лишайниками (*Parmelia saxatilis*). Наступна еволюційна стадія ініціального ґрунту характеризується доміванням у гірсько-лісовій зоні мохів леукобрія сизого (*Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angstr.), а в субальпійській

–політріхуму стиснутого (*Polytrichum strictum*). З поступовою еволюцією ініціального ґрунту поселяються вищі угруповання, а саме лучне різнотрав'я (тимофіївка лучна (*Phleum pratense*)), дернових злаків (біловус стиснений (*Nardus stricta*)), чагарники (чорниця звичайна (*Vaccinium myrtillus*)), брусниця звичайна (*Vaccinium vitis-idaea*), ялівець звичайний (*Juniperus communis*).

РОЗДІЛ 3

ГЕОГРАФІЯ ТА МОРФО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ ГРУНТІВ

3.1. Закономірності поширення

Географія ґрунтів – один з важливих розділів ґрунтознавства, що вивчає закономірності просторового поширення ґрунтів і є основою їх обліку, оцінки як засобу та предмету праці. Знання законів географії ґрунтів, зональних та регіональних особливостей ґрунтового покриву є основою розробки стратегії раціонального використання земельних ресурсів, їхньої охорони і меліорації. Як наукова дисципліна географія ґрунтів виникла і почала розвиватись на початку 80-х рр. XIX ст., на основі вчення В. В. Докучаєва та його послідовників, які заклали основу сучасного наукового ґрунтознавства та встановили зони поширення основних типів ґрунтів. Важливу роль в розвитку географії ґрунтів відіграє картографія [35].

Географія ґрунтів одночасно вивчає закономірності просторових змін ґрунтів і чинників, що їх зумовлюють. Причинами просторових змін ґрунтів є просторові зміни чинників ґрунтоутворення (клімату, ґрунтовірних порід, рельєфу, рослинності і тваринного світу, діяльності людини, тривалості ґрунтоутворення тощо). Закономірності географічного поширення ґрунтів є результатом складної взаємодії всіх чинників ґрунтоутворення.

Основними законами географії ґрунтів є:

- 1) закон горизонтальної зональності;
- 2) закон вертикальної поясності;
- 3) закон фаціальності ґрунтів;
- 4) закон аналогічних топографічних рядів (зональних типів ґрунтових комбінацій) [16, 35, 51].

Закон горизонтальної зональності сформулював В. В. Докучаєв у праці «К ученню о зонах природы» (1899). Згідно з цим законом основні типи ґрунтів

поширені на поверхні континентів земної кулі широкими смугами (зонами), які послідовно змінюють одна одну відповідно до зміни клімату, рослинності та інших факторів ґрунтоутворення. Цей закон проявляється в наявності на земній поверхні ґрунтово-біокліматичних поясів, які перетинають континенти. В залежності від особливостей клімату розрізняють: арктичний, субарктичний помірний, антарктичний, субантарктичний помірний, тропічний, субтропічний помірний, екваторіальний, субекваторіальний помірний пояси. Для кожного поясу характерні свої ряди типів ґрунтів, які не зустрічаються в інших поясах. Прояв закону горизонтальної зональності ускладнюється через місцеві особливості рельєфу, відмінності в темпах біологічного кругообігу елементів [35].

Основа зональності – нерівномірне надходження сонячної енергії на різних широтах Землі через її кулястість і кругове обертання. З широтним розподілом тепла пов'язане також розподіл вологи, випадання опадів, а в зв'язку з цим розвиток зональних рослинних і ґрунтових спектрів.

Досліджувані ініціальні органогенні ґрунти Верховинського Вододільного хребта не піддаються значному впливу закону широтного поширення ґрунтів, оскільки, ареали їхнього поширення визначаються специфікою локальних чинників ґрунтоутворення.

Закон вертикальної поясності також відкрив В. В. Докучаєв, вивчаючи ґрунтовий покрив Кавказу. В гірських системах простежується послідовна зміна типів ґрунтів у міру наростання абсолютної висоти від підніжжя гір до їх вершин у зв'язку зі зміною клімату, рослинності та інших факторів ґрунтоутворення. Склад ґрунтових зон в гірських країнах в основному аналогічний складу зон на рівнині [35, 36, 40].

Закон вертикальної ґрунтової поясності, або зональності, свідчить, що в гірських системах основні типи ґрунтів поширені у вигляді поясів, які послідовно змінюють один одного з наростанням абсолютної висоти від підніжжя гір до вершин

у зв'язку зі зміною природних умов. Однак можливі і відхилення у зв'язку з положенням схилів щодо руху повітряних мас, експозицією схилів, температурними інверсіями.

Поширення ґрунтів в Українських Карпатах до яких належить територія дослідження, обумовлено законом висотної поясності, оскільки зміна абсолютних висот зумовлює зміну кліматичних показників, типів рослинного покриву і, відповідно, ґрунтів та їхніх морфологічних, фізико-хімічних і хімічних властивостей.

Основними типами ґрунтів поширених в Українських Карпатах є буроземи в лісовій та лучно-буроземні в субальпійській зонах. Проте, в комплексі з ними також поширені ініціальні органогенні ґрунти на різних стадіях розвитку, ареали яких визначаються сукупністю локальних чинників ґрунтоутворення. Ембріональні утворення та ґрунтоподібні тіла зустрічаються у всіх висотних поясах території дослідження, де наявні виходи щільних порід, однак на формування первинних та примітивних (молодих) ґрунтів значний вплив має кліматичний чинник, який визначається абсолютною висотою. Оскільки формування органогенного (торфового) горизонту ініціальних ґрунтів залежить від суми активних температур, яка має безпосередній вплив на швидкість перебігу процесу мінералізації органічних решток.

Вплив клімату на географію ґрунтів описаний в законі фаціальності ґрунтів, який обґрунтували Л. І. Прасолов і І. П. Герасимов. Суть його полягає в тому, що місцеві провінціальні (фаціальні) особливості клімату зумовлюють появу специфічних місцевих ознак ґрунтів і навіть формування інших типів. Така різноманітність зумовлена неоднаковою континентальністю клімату, неоднаковим сезонним розподілом опадів тощо [19].

Закон аналогічних топографічних рядів (вчення про зональні ґрунтові комбінації) остаточно сформулювали при проведенні великомасштабних ґрунтово-картографічних досліджень для потреб землевпорядкування. Основи його було

закладено в працях В. В. Докучаєва, М. М. Сибірцева, Г. М. Висоцького, С. О. Захарова, С. С. Неоструєва та інших вчених. Вони довели, що поширення ґрунтів на великих територіях (в межах зон) зумовлене переважно впливом рельєфу, ґрунтоутвірними породами та місцевими умовами ґрунтоутворення. У всіх зонах ця закономірність має аналогічний характер: на підвищених елементах залягають автоморфні, генетично самостійні ґрунти, яким властива акумуляція малорухомих речовин; на понижених елементах рельєфу формуються генетично підпорядковані ґрунти (гідроморфні), які акумулюють в своїх горизонтах рухомі продукти ґрунтоутворення; на схилах залягають перехідні ґрунти [35, 36, 40].

Опорними одиницями ґрунтово-географічного районування є на рівнинних територіях – ґрунтова зона, в горах – гірська ґрунтова провінція.

Ґрунтова зона – ареал зонального типу ґрунту в комплексі із супутніми йому інтразональними ґрунтами. Зональні ґрунти формуються під зональними рослинними угрупованнями на рівнинах, вододільних підвищених територіях, де на ґрунтоутворення не впливають ґрунтові води, а також на територіях, де неможливий застій поверхневих вод і приплив їх зі сторони. Гірська ґрунтова провінція – ареал певного ряду взаємопов'язаних вертикальних ґрунтових зон, обумовленого положенням гірської країни (або її частини) в системі ґрунтово-біокліматичних поясів і областей і, головню, особливостями рельєфу. Гірська ґрунтова провінція – ареал поширення чітко визначених вертикальних ґрунтових зон, які зумовлено комплексом гірської країни в системі ґрунтово-біокліматичних областей. Територія проведення дослідження належить до Карпатської гірської провінції.

Для всіх ґрунтових зон характерна наявність інтразональних та азоняльних ґрунтів, які формуються всередині зони за рахунок локальних відмінностей чинників ґрунтоутворення.

Інтразональні ґрунти – ґрунти, не типові для певних зон, а зустрічаються в багатьох зонах (наприклад, болотні, солонці, солончаки) [35, 79, 90]

Азональні ґрунти – це молоді ґрунти, що не встигли придбати зональні особливості (що формуються на свіжому алювію, елювію щільних порід, примітивні щебенисті, молоді т. д.) [35, 79, 90].

Ініціальні органогенні ґрунти території дослідження можна розглядати як інтразональні, оскільки різні варіації ініціальних ґрунтів зустрічаються в різних ґрунтових зонах, їх можна віднести до інтразональних.

На основі польових досліджень встановлено, що ініціальні органогенні ґрунти є інтразональними, а їхні ареали приурочені головню до виходу на денну поверхню слабозвітрених пісковиків Кросненьської світи, які зустрічаються на різних висотних рівнях території дослідження. Вони формують невеликі за площею ареали (до 2 м²), в межах яких в комплексі розташовані ініціальні ґрунти на різних стадіях розвитку.

3.2 Морфологічні особливості

Морфологія ґрунтів (грец. морфа – форма; логос – слово, вчення) – розділ ґрунтознавства, предметом якого є зовнішні – морфологічні ознаки ґрунтів, що віддзеркалюють їх внутрішні генетичні властивості, режими, сучасні та минулі процеси і умови ґрунтоутворення. Морфологія є одним з основних розділів ґрунтознавства, який в концентрованому вигляді відображає історію ґрунтоутворення в процесі трансформації ґрунтів та їх еволюції з гірських порід. Морфологія ґрунтів є інформаційною і методологічною основою для розвитку класифікаційного і генетичного напрямків в сучасному ґрунтознавстві. Складовою частиною морфології ґрунтів є мікроморфологія [49, 93, 98].

Основні напрями морфології ґрунтів:

- * морфологія ґрунтів – вчення про морфологічну організацію ґрунтів;
- * морфологія ґрунтоутворення – напрям, предметом якого є морфологічні (діагностичні) ознаки елементарних ґрунтових процесів;

* морфологічний аналіз ґрунту – система знань і методів ґрунтових досліджень [19, 49, 62].

В результаті ґрунтоутворення ґрунт набуває певних хімічних та фізичних властивостей, які відображаються у його зовнішньому вигляді. Ґрунт, як і інші природні тіла характеризується певними зовнішніми або морфологічними ознаками. Базуючись на морфологічних ознаках, можна вести мову про процеси та режими, які діяли на ґрунт впродовж його формування, тобто можна визначити генезис цього ґрунту [19, 49, 62].

В морфології, складі і властивостях "фіксується" вся інформація про ґрунтовий індивід, включно з умовами і процесами його утворення, функціонування та еволюцією, географо-генетичними особливостями. Тобто, показники (характеристики) морфології, складу, фізико-хімічних властивостей та морфологічних особливостей ґрунтів – це різною мірою діагностичні ознаки чи характеристики їхньої генетичної природи [49]. Відповідно вивчення системи "морфологія–склад–властивості" ґрунту, особливостей і специфіки складових цієї системи – це ключ до пізнання процесів його утворення і наступної еволюції, географо-генетичних особливостей та просторових відмінностей, діагностики класифікаційної належності.

До зовнішніх (морфологічних) ознак ґрунту належать: вологість, колір, структура, складення, новоутворення, включення, гранулометричний склад, скипання, будова і потужність [62].

Морфологічні особливості ґрунту є основою для визначення його класифікаційної приналежності, однак на відміну від типових зональних ґрунтів території дослідження для яких є розроблені чіткі морфологічні критерії, діагностика ініціальних органогенних ґрунтів є проблематичною, що пов'язано з відсутністю в класифікаційній системі ґрунтів України чітких описаних параметрів для їхнього виокремлення. Тому для проведення морфологічних досліджень ініціальних ґрунтів

нами було використано, адаптовано та доповнено перелік діагностичних морфологічних ознак, які застосовують в міжнародній ґрунтовій класифікації WRB.

З метою дослідження морфологічних особливостей ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку нами були вибрані п'ять ключових ділянок, де було закладено ряд ґрунтових розрізів. Морфологічні особливості вивчалися в польових умовах, результати дослідження наведені в табл 3.1.

Таблиця 3.1.

Морфологічні ознаки ініціальних орґаногенних ґрунтів Верховинського вододільного хребта

Вологість	Забарвлення	Складення	Будова профілю	Форма і характер переходу між генетичними горизонтами
Ембріональне утворення				
сухий	темно-буре, темно-сіре	злитий	примітивний	-
Ґрунтоподібне тіло				
вологий	темно-сіре	злитий	примітивний	хвиляста, чіткий
Первинний ґрунт				
вологий	темно-коричневе	щільний	примітивний	хвиляста, чіткий
Примітивний (молодий) ґрунт				
вологий	Темно-коричневе, чорне	рихлий	неповнорозвинутий	рівна, чіткий

На основі власних польових досліджень нами запропоновані діагностичні морфологічні ознаки: потужність органогенного горизонту, можливість його поділу на генетичні горизонти, наявність перехідного кам'янистого горизонту, щільність прилягання до породи та можливість відділення від неї, а на їхній основі виділено еволюційні стадій ініціальних ґрунтів: ембріональні утворення, ґрунтоподібні тіла, первинні ґрунти, примітивні (молоді) ґрунти рис 3.1.

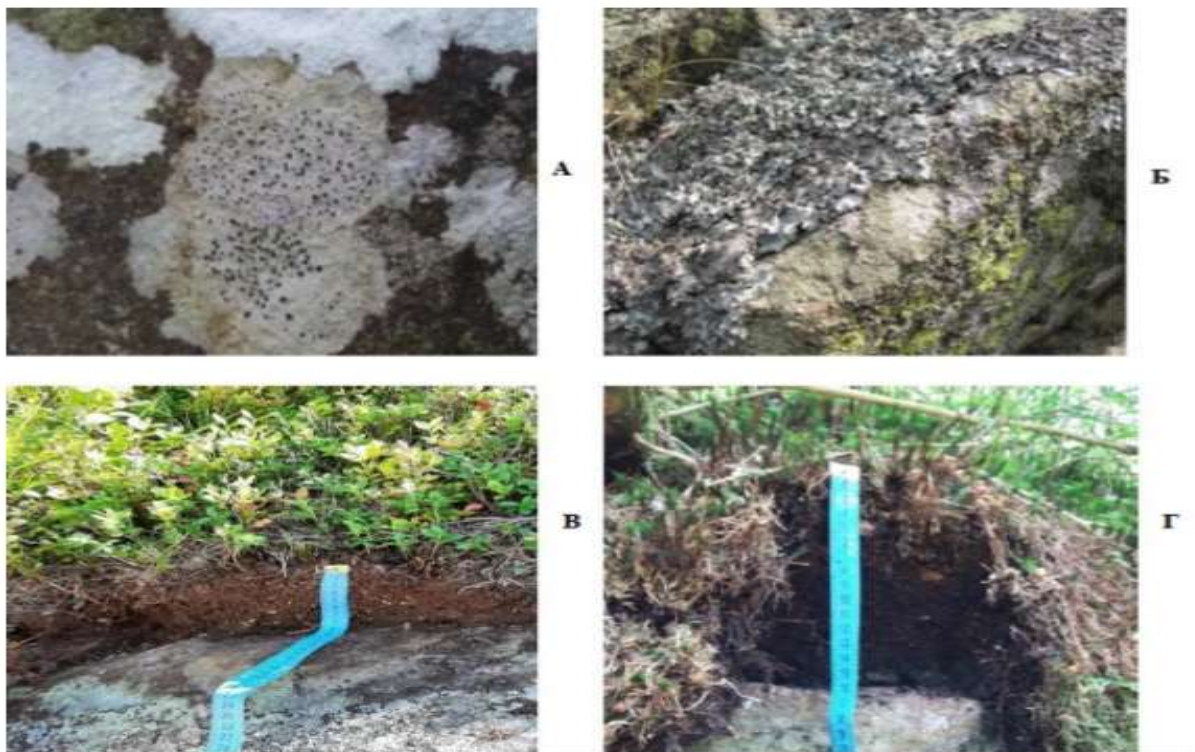


Рис 3.1 Ініціальні ґрунти: А – ембріональне утворення; Б – ґрунтоподібне тіло; В – первинний ґрунт; Г – примітивний (молодий) ґрунт

Ембріональні утворення (ґрунти - плівки) –це органо-мінеральні прошарки потужністю до 1 см, темно-бурого, темно-сірого однорідного забарвлення, що щільно прилягають до скельної породи і важко відділяються від неї, не мають ознак поділу на генетичні горизонти, формуються під літофільними угрупованнями і

накипними лишайниками (лепрарія (*Lepraria incana* (L.) Ach), кладонія жовто-зелена (*Cladonia ochrochlora*), леканоразаплутана (*Lecanora intricata* (Ach.) Ach), умбілікрія циліндрична (*Umbilicaria cylindrica* (L.) Delise). Вони формують окремі плями, що приурочені до невеликих заглиблень, тріщин в межах скельної породи.

Ґрунтоподібні тіла – формуються в результаті поселення листових лишайників (*Parmelia saxatilis*) на підготовлений впродовж ембріональної стадії субстрат та поєднання процесів педо – і літогенези. Під покривом листового лишайника формується органогенний прошарок темно-сірого забарвлення, потужністю до 3 см, без видимих ознак поділу на генетичні горизонти, що залягає безпосередньо на щільній скельній породі та легко відділяється від неї.

Первинні ґрунти – формуються в процесі поселення на ґрунтоподібних тілах мохів, видовий склад яких залежить від кліматичних умов і висотного поясу. У гірсько-лісовій зоні домінує леукобрій сизий (*Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angstr.), а в субальпійській – політріхум стиснутий (*Polytrichum strictum*). Потужність органогенного горизонту до 10 см, що легко відділяється від породи та має помітні ознаки диференціації на ґрунтові горизонти (Td+T). Значний приріст біомаси мохів за умови короткого вегетаційного періоду сприяє нагромадженню відмерлих органічних решток, росту первинного ґрунту вверх.

Примітивні ґрунти – формуються за умов поселення на мохах лучного різнотрав'я (тимофіївка лучна (*Phleum pratense*)), дернових злаків (біловус стиснений (*Nardus stricta*)), чагарників (чорниця звичайна (*Vaccinium myrtillus*)), брусниця звичайна (*Vaccinium vitis-idaea*)), ялівець звичайний (*Juniperus communis*)), що зумовлює збільшення потужності органогенного горизонту до 20 см, в межах якого досить чітко виділяються два генетичні горизонти (Td та T) та формується перехідний кам'янистий горизонт. Подальша сукцесія зумовлює їхню еволюції до зональних типів ґрунтів характерних для даної території.

Характерною особливістю морфологічної будови ініціальних ґрунтів є незначна потужність ґрунтового профілю, який складається з двох рідше трьох генетичних горизонтів. Перехідний горизонт РН характерний для наступного етапу еволюції ініціальних ґрунтів. Перехідний горизонт відсутній на початковій стадії формування ініціальних ґрунтів, органогенний горизонт залягає безпосередньо на щільному пісковнику.

Потужність горизонту оторф'янілої дернини (Td) може коливатися в межах 3 – 21 см (табл 3.1) залежно від стадії ґрунтоутворення та продуктивності рослинного біоценозу. Горизонт є слабзорозкладеними органічними решками, які щільно переплетені корінням рослин, світло-сірого забарвлення з бурим залізистим відтінком. Перехід до торфового горизонту різкий за забарвленням, складенням та, в основному, глибиною проникнення корневих систем.

Таблиця 3.1.

Морфометричні показники ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта

Морфометричні показники	n	X	X _{max}	X _{min}
Потужність ембріонального ґрунту, см	5	0,6	1,1	0,1
Потужність ґрунтоподібного тіла (гуміфікований прошарок), см	6	2,5	3,0	1,5
Потужність горизонту дернини (Td), см	15	10	21	3
Потужність торфового горизонту (T), см	15	12	21	5

Торфовий горизонт залягає безпосередньо на виходах щільного пісковнику, з збільшенням часу ґрунтоутворення формується перехідний горизонт. Потужність

торфового горизонту коливається в межах 5 – 21 см. Слабомінералізований торфовий горизонт темно-сірого забарвлення з бурим відтінком, органічна речовина слаборозкладена, пронизаний дрібним корінням, кількість якого зменшується у напрямку до породи.

Морфологічні особливості ініціальних ґрунтів є основою для діагностики стадій ґрунтоутворення. Поселення на органогенних горизонтах ситниково-чорничникових угруповань зумовлює проникнення процесу ґрунтоутворення вглиб, формування перехідного кам'янистого горизонту, прискорення мінералізації органіки і, відповідно, початок стадії еволюції ініціальних ґрунтів до фаціальних видів буроземів у гірсько-лісовому поясі або до гірсько-лучних буроземних у субальпійському.

3.3. Генеза ініціальних ґрунтів

Кожне ґрунтове утворення в своєму розвитку проходить ряд послідовних стадій (первинного ґрунтоутворення, розвитку, клімаксного стану), що зумовлено впливом сукупності чинників ґрунтоутворення в конкретних природних умовах. Стадія ініціального ґрунтоутворення є найменш вивченою та дискусійною. Проте, саме ініціальні ґрунти є найбільш поширеними в світі, а їхні ареали приурочені до регіонів із екстремальними природними умовами: гірські системи, пустелі, території Антарктиди і Арктики, де вони формуються як на щільних, так і пухких, карбонатних чи силікатних породах. Формування та подальша еволюція ініціальних ґрунтів обумовлена відсутністю пухкого літогенного субстрату, екстремальністю теплових ресурсів, недостатнім зволоженням, що, в свою чергу, обумовлює повільний ріст, розклад, гуміфікацію рослинних формацій.

Поширення та генеза ініціальних органогенних ґрунтів Українських Карпат обумовлена домінуючим впливом гірських порід, кліматичними та біотичними особливостями, які зумовлюють їхній ріст вгору і формування органогенного

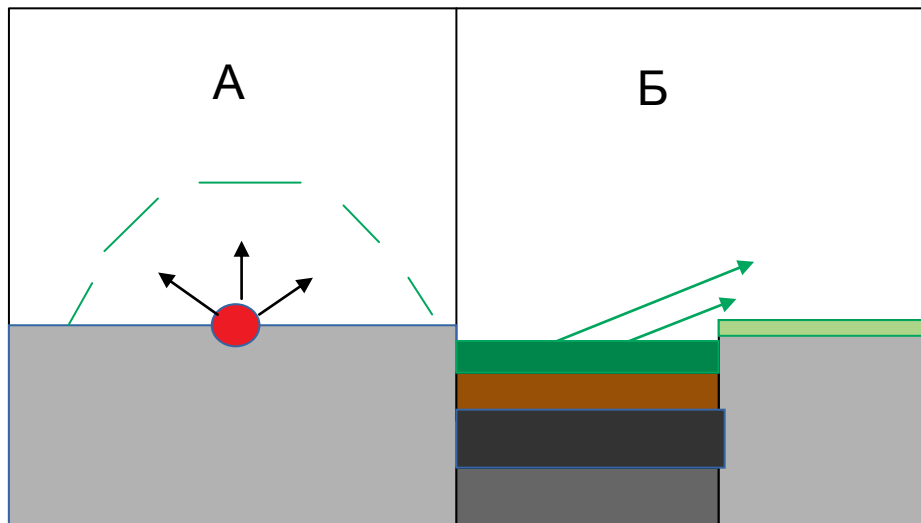
(торфового) горизонту під дією аеробного торфоутворення, яке спричинене кліматичними особливостями території дослідження. Для кращого розуміння генези ініціальних органогенних ґрунтів необхідно акцентувати увагу на кліматичному та біотичному чинниках ґрунтоутворення. Врахування специфіки ініціального органогенного ґрунтоутворення, дослідження впливу чинників ґрунтоутворення на процеси формування та еволюції ініціальних ґрунтів Українських Карпат є ключем до розуміння особливостей їхньої генези.

Ініціальне ґрунтоутворення починається з моменту поселення на щільних породах літофільних мікроорганізмів, яким для життєдіяльності не потрібна органічна речовина. Власні польові дослідження дозволили встановити, що вихідним центром ініціального ґрунтоутворення на пісковикі є невеликі заглиблення чи тріщини, у яких частково застоюється волога та під дією чинників фізичного, хімічного звітрювання відбувається вилуговування сполук Ca, Mg і змінюється валентність Заліза. У таких вихідних центрах поселяються зелені, синьо-зелені, діатомові водорості, які є фотосинтезуючими організмами та розвиваються в симбіозі з азотофіксуючими бактеріями, здатними акумулювати атмосферний нітроген і синтезувати органічні сполуки. Унаслідок життєдіяльності літофільних організмів на щільних породах формується незначна кількість органо-мінерального субстрату з поєднанням органічних азотистих і мінеральних сполук, що створює передумови для поселення вимогливіших організмів, зокрема накипних лишайників[67, 128, 136, 151].

Лишайники являють собою симбіонт водорості та гриба, авто- та гетеротрофного організму. Вдень інтенсивно функціонує "водорість", виділяючи в навколишнє середовище лужні метаболіти, вночі – "гриб", який виділяє кислі метаболіти. Ця щодобова зміна рН середовища в межах від 2,5 до 8,5 веде до інтенсивного посилення хімічного вивітрювання. Крім цього лишайники продукують низку органічних кислот, які отримали назву лишайникових. Ці кислоти теж

посилюють інтенсивність хімічного гіпергенезу, оскільки мають, як правило, хелатну комплексну структуру. Комплексні сполуки здатні "вибити" більшість хімічних елементів з кристалічної решітки будь-якого мінералу чи породи. В процесі відмирання лишайники продукують органічний субстрат, який є основою для поселення інших видів рослин.

Формування ініціальних органогенних ґрунтів на пісковиках у межах Верховинського Вододільного хребта відбувається двома способами: ініціального (первинного) ґрунтоутворення та освоєння (заселення) мохово-лишайниковими асоціаціями з суміжних ґрунтових ареалів рис 3.2.



- 1 – щільний пісковик;
- 2 – аргіліти, алевроліти;
- 3 – елювій глинистих порід;
- 4 – гірсько-лучні слабкорозвинуті буроземні ґрунти;
- 5 – мохово-лишайникові асоціації;
- 6 – центр ініціального ґрунтоутворення;
- 7 – акумуляція органічних решток.

А – ініціальне (первинне) ґрунтоутворення;

Б – освоєння (заселення) мохово-лишайникових асоціацій із суміжних ґрунтових ареалів.

Рис. 3.2. Способи формування ініціальних ґрунтів

Кожна еволюційна стадія ініціального ґрунтоутворення характеризується відмінностями у морфології, хімічних та фізико-хімічних властивостях, які підтверджують теорію генези ініціальних органігенних ґрунтів від ембріонального утворення до примітивних (молодих) ґрунтів.

Передумовою ембріонального ґрунтоутворення та біологічного вивітрювання є процес декарбонізації щільного пісковика, під час якої з породи вимиваються сполуки карбонатів Кальцію та змінюється валентність сполук Заліза (закисна форма переходить в окисну), формується органо-мінеральний прошарок [106, 109].

Формування ґрунтоподібних тіл відбувається на підготовленому впродовж ембріональної стадії субстраті, на який поселяються угруповання листових лишайників, які формують більшу органічну масу та виділяють більшу кількість органічних кислот, які впливають на пісковик. В ґрунтоподібному тілі яскраво вираженим є процес ферсіалітизації – накопичення рухомих форм заліза, обумовлений декарбонізацією.

Органо-мінеральний прошарок, який формується під покривом листових лишайників є передумовою до поселення вищих форм рослинності, зокрема мохів, які активніше продукують відмерлу органічну речовину, формується значний органігенний прошарок з ознаками поділу на генетичні горизонти – первинний ґрунт. У процесі формування первинних ґрунтів діагностується процес гумусосіалітизації – перетворення мінеральної маси, під дією нейтральних і слабокислих гумусових речовин, що сприяє частковому виносу основ та формуванню органігенного оторфянілого горизонту.

У досліджуваних ґрунтах починаючи з ґрунтоподібних тіл діагностується процес торфоутворення. У класичному розумінні торфоутворення – це процес

накопичення відмерлих органічних решток за умов постійного перезволоження та відсутності кисню. В ініціальних ґрунтах процес торфоутворення є аеробним.

Однією з основних причин формування органогенного горизонту на пісковиках Кросненської світи в межах Верховинського Вододільного хребта є специфіка кліматичних умов: короткотривалий вегетаційний період (90 – 135 днів), припинення вегетації рослин одночасно зі зниженням температури, що унеможлиблює їхню мінералізацію та сприяє нагромадженню відмерлих органічних решток за незначної їхньої гуміфікації.

Тривалий вплив фізичного, хімічного, біологічного та ґрунтоутворюючого процесів зумовлює руйнування пісковиків та утворення елювіальних відкладів, проникнення процесу ґрунтоутворення вглиб, еволюцію ініціальних ґрунтів. Упродовж цієї стадії ініціальні ґрунти еволюціонують до фаціальних буроземів у гірсько-лісовій смузі або до гірсько-лучних буроземних у субальпійській зоні. Ця стадія супроводжується формуванням перехідного кам'янистого горизонту та посиленням процесів мінералізації органіки.

Висновки до 3 розділу:

1. Ініціальні ґрунти Верховинського Вододільного хребта є інтразональними, оскільки ареали їхнього поширення приурочені до виходу на поверхню щільних пісковиків Кросненської світи, вони не формують суцільного ареалу, а залягають у комплексі із фаціальними видами буроземів у межах гірсько-лісової смуги та гірсько-лучними буроземними в субальпійській смузі. Сформовані ареали ініціальних ґрунтів розташовані або ізольовано на пісковиках, або контактують із гірсько-лучними буроземними слаборозвинутими щебенюватими ґрунтами з досить чітко вираженою межею, яка простежується за виходами щільних пісковиків.

2. Встановлено, що характерною особливістю морфологічної будови ініціальних ґрунтів є незначна потужність ґрунтового профілю, який складається з

двох генетичних горизонтів. Потужність горизонту оторф'янілої дернини (Td) може коливатися в межах 3 – 21 см залежно від стадії ґрунтоутворення та продуктивності рослинного біоценозу. Торфовий горизонт залягає безпосередньо на виходах щільного пісковика, з збільшенням часу ґрунтоутворення формується перехідний горизонт. Потужність торфового горизонту коливається в межах 5 – 21 см. Слабомінералізований торфовий горизонт темно-сірого забарвлення з бурим відтінком, органічна речовина слаборозкладена, пронизаний дрібним корінням, кількість якого зменшується у напрямку до породи. Дослідження особливостей морфологічної будови ініціальних ґрунтів (потужністю профілю, можливістю поділу на генетичні горизонти, здатність відділятися від породи) та сукцесій рослинних угруповань дозволили виділити генетичний ряд ініціальних ґрунтів: ембріональні утворення, ґрунтоподібні тіла, первинні ґрунти, примітивні (молоді) ґрунти.

3. Генеза ініціальних органогенних ґрунтів обумовлена головно локальними чинниками ґрунтоутворення. Так ініціальні ґрунти проходять ряд послідовних еволюційних стадій, кожна з яких має свої характерні особливості та є основою для подальшої еволюції. Встановлено основні ЕГП, які беруть участь еволюційному розвитку та формуванню ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку. Декарбонізація ґрунтоутворної породи є передумовою для початку ембріонального ґрунтоутворення та формування ембріонального ґрунту; ферсіалітизація – процес накопичення рухомих форм заліза, обумовлений декарбонізацією, який притаманний найбільшою мірою для ґрунтоподібного тіла; гумусосіалітизація – перетворення мінеральної маси, під дією нейтральних і слабокислих гумусових речовин, що сприяє частковому виносу основ та формуванню дерново-гумусового (оторф'янілого) горизонту; торфоутворення, яке характерне для всіх стадій (за винятком ембріональної) та зумовлене, головно, кліматичними умовами території дослідження.

РОЗДІЛ 4

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА БІОТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ ҐРУНТІВ

4.1 Кислотно-основні властивості

Кислотно-основні властивості є однією з ключових складових характеристик фізико-хімічних властивостей ґрунтів, які визначаються речовинно-мінералогічним складом та чинниками ґрунтоутворення. Дослідження кислотно-основних властивостей та механізмів їхнього формування дозволяє розкрити сутність і направленість процесу ґрунтоутворення та виокремити елементарні ґрунтові процеси. При дослідженні кислотно-основних властивостей ініціальних ґрунтів необхідно враховувати, що їхнє формування обумовлено виключно природними чинниками, оскільки господарська діяльність на території дослідження відсутня.

Кислотно-основні властивості ґрунтів характеризуються за інтенсивними та екстенсивними показниками. До інтенсивних відносять значення рН ґрунтового розчину (водне та сольве), яке дорівнює величині від'ємного десяткового логарифма концентрації йонів гідрогену у розчині ($\text{pH} = -\lg[\text{H}^+]$) [4, 12, 48, 66].

Реакція ґрунтового розчину зумовлена наявністю і співвідношенням у ньому йонів Гідрогену (H^+), гідроксиду (OH^-) і Алюмінію (Al^{3+}). Залежно від складу розчинених речовин і характеру їхньої взаємодії з твердою фазою ґрунту, що визначають співвідношення між концентраціями йонів H^+ і OH^- у ґрунтовому розчині, ґрунти мають нейтральну (5,6 – 6,5), кислу (5,5<) або лужну (>6,6) реакцію. При переважанні йонів H^+ реакція ґрунтового розчину кисла, при переважанні OH^- – лужна [4, 12, 48, 66].

Велика кількість кислотних компонентів надходить у ґрунт у процесі життєдіяльності ґрунтової біоти. Більшість рослин у процесі свого метаболізму і

розвитку в більшій мірі поглинають з ґрунтового-вбирного комплексу катіони, ніж аніони, здійснюючи обмін. До обмінного фонду аніонів та катіонів у рослин найбільше належать йони H^+ , OH^- та HCO_3^- . Таким чином рослина, продукуючи обмінні протони, забезпечує електронейтральність у системі та підкислює середовище [12, 66].

Основним показником кислотно-основних властивостей ініціальних ґрунтів є значення рН (водне та сольове), яке виражає концентрацію іонів Гідрогену в ґрунтовому розчині, характеризуючи таким чином його кислотно-лужний баланс. При цьому надзвичайно важливим є той факт, що кислотність і лужність тією чи іншою мірою зумовлюють формування багатьох інших властивостей ґрунтів – ємність катіонного обміну та склад обмінних катіонів, ферментативну активність ґрунтів, їхні фізичні властивості тощо. В ініціальних ґрунтах показник рН є лімітуючим чинником для сукцесій рослинних угруповань і одночасно його величина прямо залежить від домінуючих на різних стадіях розвитку ініціальних ґрунтів рослинних формацій.

Дослідження багатьох науковців засвідчують, що на нейтральних ґрунтах з рН 6,8 – 7,2 отримують найвищі врожаї більшості сільськогосподарських культур. Підвищена та понижена концентрація протонів у ґрунтовому розчині зумовлює різке зниження надходження до рослин елементів живлення у катіонній формі або навіть до їхніх втрат (особливо Калію). Водночас, знижується активність багатьох мікроорганізмів, що сповільнює розкладання органічних решток та вивільнення з них Нітрогену, Фосфору, Сульфуру та більшості мікроелементів [4, 12, 48, 66].

Кислотно-основні властивості ініціальних ґрунтів досліджували шляхом потенціометричного визначення величини рН водної та сольової витяжок при відношенні ґрунт : вода – 1 : 25, результати досліджень приведено в таблиці 4.1.

Кислотно-основні властивості ініціальних ґрунтів

Ключова ділянка	Глибина відбору зразків, см	рН		Гідролітична кислотність	Обмінні катіони				Сума обмінних катіонів
		H ₂ O	KCl		Al ³⁺	H ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
ммоль-екв/ 100 г ґрунту									
Ембріональні утворення									
КЛ-А	0-1	3,38	2,47	21,0	17,0	4,0	-	-	-
КЛ-В	0-1	3,12	2,21	23,0	19,0	4,0	-	-	-
Ґрунтоподібні тіла									
КЛ-С	0-2	2,97	2,01	29,0	25,0	5,0	5,0	1,0	36,0
КЛ-В	0-3	3,15	2,09	27,0	22,0	4,0	4,0	1,0	31,0
Первинні ґрунти									
КЛ-С	0-3	3,01	2,70	32,0	25,0	7,0	7,0	2,0	41,0
	3-9	3,75	2,95	29,0	23,0	6,0	5,0	3,0	37,0
КЛ-В	0-6	4,05	3,15	28,0	22,0	6,0	6,0	1,0	35,0
	6-10	3,87	3,01	26,0	21,0	5,0	6,0	3,0	35,0
Примітивні (молоді) ґрунти									
КЛ-Е	0-7	4,95	4,01	21,0	17,0	4,0	6,0	3,0	30,0
	7-18	4,41	3,79	25,0	20,0	5,0	8,0	4,0	37,0
КЛ-	0-9	4,15	3,98	24,0	20,0	4,0	5,0	3,0	32,0
	9-20	4,36	4,12	28,0	23,0	5,0	7,0	2,0	37,0

Для кращого розуміння природи кислотності ініціальних ґрунтів, нами було проведено дослідження показника загальної обмінної кислотності та вмісту обмінного H^+ , Al^{3+} в ґрунті.

Для ембріональних утворень показник $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ коливається в межах 3,12 – 3,38, а pH_{KCl} 2,21 – 2,27, показник гідролітичної кислотності відносно інших стадій ініціальних ґрунтів є невисоким і становить 21,0 – 23,0 ммоль-екв/100 г ґрунту.

Реакція ґрунтового розчину в ґрунтоподібних тілах коливається в межах 2,97 – 3,15 у водній витяжці та 2,01 – 2,09 у сольовій. Гідролітична кислотність становить 27,0 – 29,0 ммоль-екв/100 г ґрунту, з домінуванням сполук Алюмінію 22,0-25,0 ммоль-екв/100 г ґрунту. Сума обмінних катіонів коливається від 31,0 до 36,0 ммоль-екв/100 г ґрунту, вміст сполук Кальцію та Магнію є досить низьким (1,0-5,0 та 1,0-4,0 ммоль-екв/100 г ґрунту відповідно).

В первинних ґрунтах показник $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ становить 3,01 – 4,05 в горизонті Td та 3,75 – 3,87 у горизонті T, pH_{KCl} коливається від 2,70 – 3,15 та 2,95 – 3,01 відповідно. Гідролітична кислотність горизонту дернини становить 28,0 – 32,0, а торфового 26,0 – 29,0 ммоль-екв/100 г ґрунту. Серед обмінних катіонів переважають сполуки Алюмінію та Гідрогену.

Досліджуючи вплив рослинних формацій на кислотно-основні властивості ініціальних ґрунтів було встановлено, що весь спектр ініціальних ґрунтів сформованих у межах лісового поясу (КЛ-С) характеризується вищими показниками кислотності та вмістом сполук Алюмінію (19,0 – 25,0 ммоль-екв/на 100 г ґрунту) в порівнянні з аналогічними ґрунтами сформованими в межах субальпійського поясу, що підтверджує теорію про домінуючий вплив біотичного чинника на генезу та формування морфологічних та фізико-хімічних властивостей ініціальних органогенних ґрунтів.

Кожна стадія ініціального ґрунтоутворення характеризується відмінностями у морфології, хімічних та фізико-хімічних властивостях, які підтверджують теорію

генези ініціальних органогенних ґрунтів від ембріонального утворення до примітивних (молодих) ґрунтів.

Передумовою ембріонального ґрунтоутворення та біологічного вивітрювання є процес декарбонізації щільного пісковика, під час якої з породи вимиваються сполуки карбонатів Кальцію та змінюється валентність сполук Заліза (закисна форма переходить в окисну), формується органо-мінеральний прошарок.

Формування ґрунтоподібних тіл відбувається на підготовленому впродовж ембріональної стадії субстраті, на який поселяються угруповання листових лишайників, які формують більшу органічну масу та виділяють більшу кількість органічних кислот, які впливають на пісковик. В ґрунтоподібному тілі діагностується найвища кислотність з усього ряду ініціальних ґрунтів (рН сольве (2,01 – 2,09), рН водне (2,97 – 3,15)), що зумовлено безпосереднім впливом самих лишайників, які виділяють багато органічних кислот (зокрема щавелеву, оцтову та інші). Також вміст обмінного Кальцію і Магнію найменший в усьому спектрі ініціальних ґрунтів (5,0 та 1,0 ммоль-екв/ на 100 г ґрунту відповідно).

Органо-мінеральний прошарок, який формується під покривом листових лишайників є передумовою до поселення вищих форм рослинності, зокрема мохів, які активніше продукують відмерлу органічну речовину, формується значний органогенний прошарок з ознаками поділу на генетичні горизонти - первинний ґрунт. Для первинних ґрунтів характерне збільшення вмісту обмінного Кальцію та Магнію (7,0-5,0 – 3,0-1,0 ммоль-екв/на 100 г ґрунту відповідно) при досить високих показниках гідролітичної кислотності (26,0 – 29,0 ммоль-екв/на 100 г ґрунту), також знижується кислотність середовища (рН сольве (2,7 – 3,1), рН водне (3,0 – 4,1)).

Примітивні ґрунти характеризуються нижчим показником кислотності середовища рН (сольве 3,79 – 4,12, водне 4,36 – 4,95) з одночасним збільшенням вмісту обмінного Кальцію та Магнію (8,0-5,0 – 4,0-2,0 відповідно).

Джерелом Al-іонів (рухомого алюмінію) в грунтах як "носія" їх кислотності, є Алюміній кристалічних ґраток мінералів і несилікатних форм гідроокисів [117]. Перехід Алюмінію у рухому форму може бути наслідком процесу інактивації Н-іонів, який заключається у проникненні Н-іонів у кристалічні ґратки первинних і вторинних мінералів, що було встановлено Гоголевим І. М. у бурих лісових грунтах Карпат на породах кислого хімічного складу [26]. При цьому мінерали переходять у нестійкий (метастабільний) стан, а наявний в них Алюміній може легко витіснятися у ґрунтовий розчин і бути причиною потенційної кислотності ґрунтів.

Основним джерелом Н-іонів у грунтах, а відповідно й їхньої кислотності, можуть бути кислі продукти виділень кореневої системи рослин. І. М. Гоголев та О. В. Петербурзький встановили, що надходження поживних речовин і елементів на поверхню корневих волосків представляє собою обмінно-адсорбційний процес. Адсорбуючи іони живильних елементів, рослини віддають в навколишнє середовище еквівалентну кількість інших іонів відповідного заряду. Основним "обмінним фондом" рослин, за рахунок якого вони отримують необхідні для росту і розвитку катіони, є іони Гідрогену (протони), а за необхідні їм аніони віддають у прикореневе середовище аніони органічних низькомолекулярних кислот та HCO_3^- -іони. За підрахунками І. М. Гоголева, на створення 1 г органічної речовини трав'яні рослини поглинають від 0,95 до 2,00 ммоль катіонів, а отже стільки ж протонів H^+ десорбують у ґрунт [26, 117].

Встановлено, що кисла реакція водних та сольових витяжок із ініціальних ґрунтів зумовлена наявністю в них іонів Гідрогену та Алюмінію, з значним домінуванням останніх. Основне джерело надходження алюмінію в ґрунтовий розчин ґрунтоутворююча порода. А джерело Н-іонів органічні кислоти, що утворились при розкладі і гуміфікації органічних решток, інші органічні сполуки, які включають кислі функціональні групи.

4.2 Органічна речовина ініціальних ґрунтів

Невід'ємною складовою частиною будь-якого ґрунту є органічна речовина – сукупність живої біомаси і органічних решток рослин, тварин, мікроорганізмів, продуктів їх метаболізму і специфічних речовин – гумусу. Складний комплекс органічних сполук ґрунту, зумовлений різним складом органічних решток, що надходять у ґрунт, неоднаковою спрямованістю мікробіологічного процесу, різноманітними гідротермічними умовами тощо. Нежива органічна маса перебуває в ґрунті в різних формах:

- скупчення нерозкладених та слабкорозкладених органічних решток, які утворюють лісову підстилку, степову повсть, торф. Це так званий грубий гумус, або мор (нім. Moor – торф). Неозброєним оком видно шматочки органів рослин, під мікроскопом – клітини і тканини.

- глибоко перетворені органічні рештки у вигляді однорідної пухкої маси чорного забарвлення. Під мікроскопом можна побачити лише дрібні ділянки тканин з залишками напівзруйнованих клітин. Вся маса просякнута новоутвореними сполуками темно-бурого кольору. Цю форму органічної речовини називають модер (нім. moder – порохня). В народі її називають перегноєм.

- органічний мул (від нім. Mull – пил), або власне гумус – комплекс органічних високомолекулярних сполук, специфічних для ґрунту. Це аморфна маса без залишків органічних решток (лат. Humus – земля). Гумусні речовини дифузні розташовані між мінеральними частками ґрунту, склеюють їх [2, 3, 56, 111, 119].

Між наведеними формами органічної речовини існують поступові переходи. Джерелами органічної речовини можна вважати всі компоненти біоценозу, проте рослини є основним. Склад органічної речовини різних типів ґрунту неоднаковий.

Залежно від стадії розвитку ініціальних ґрунтів домінуючий донор органічної речовини буде змінюватися, так для ембріональних утворень це будуть залишки мікробної біомаси, грибів та накипних лишайників, а для подальших стадій еволюції

ініціального ґрунту органічна речовина буде головно складатися власне з рештків рослинних формацій. В процесі розкладання відмерлих решток рослин, тварин і мікроорганізмів ґрунт збагачується речовинами індивідуальної природи. Вони становлять 10–15 % загальної маси органічних речовин ґрунту. Найпоширенішими в ґрунтах є такі неспецифічні органічні речовини:

- азотисті сполуки – білки і амінокислоти. У процесі розкладання білків утворюються амінокислоти. Найчастіше в ґрунтах містяться аланін, гліцин, цистеїн, треонін, валін, метіонін та ін.

- вуглеводи – велика група органічних сполук, які є джерелом енергії для мікроорганізмів і багатьох видів безхребетних тварин. У ґрунтах містяться моносахариди (глюкоза, фруктоза, манноза, галактоза та ін.), олігосахариди і полісахариди (крохмаль, целюлоза та ін.).

- ліпіди – велика група органічних сполук, до якої входять жирні олії, фосфоліпіди, віск, куїн, суберин та ін.

- ароматичні сполуки. В ґрунтах виявлені ароматичні кислоти (протокатехова, ванілінова, бузкова та ін.), кумарини, флавоноїди, танін (дубильні речовини), лігнін та ін [2, 3, 56, 111, 119].

Одночасно з розкладанням органічних речовин в ґрунті синтезуються гумусні речовини, відбувається гумусоутворення та гумусонакопичення. Необхідно зазначити, що при дослідженні органічної речовини ініціальних ґрунтів, в зв'язку з відсутністю в Україні сертифікованих методик визначення вмісту гумусу в органогенних горизонтах, нами було проведено визначення вмісту органічного Карбону.

Органічний карбон є основною складовою гумусу, а процеси його трансформації в ґрунтового середовищі – є предметом досліджень багатьох вчених. Зокрема В. Ф. Сайко стверджує, що обмін карбону є показником екологічної рівноваги для ґрунтів з високим техногенним навантаженням. Забезпечення ґрунту

органічним карбоном безпосередньо пов'язане з кругообігом в ньому CO_2 . Процес накопичення карбону відбувається за рахунок розкладу фітомаси, сформованої у процесі фотосинтезу, а розкладання органічних сполук, проходить під час мінералізації з виділенням CO_2 в атмосферу [105]. Складовими частинами гумусу також є гумінові та фульво кислоти і гуміни.

Гумінові кислоти (ГК) темно-коричневого або чорного забарвлення, розчинні в слабких лугах і слабкорозчинні у воді. До їх складу входять Вуглець (50–62 %), Водень (2.8–6.6 %), Кисень (31–40 %), Азот (2–6 %) і зольні елементи. Залежно від вмісту вуглецю ГК поділяють на дві групи: сірі або чорні (високий вміст C2) і бурі. Елементарний склад молекул гумінових кислот непостійний. Хімічні властивості, ємкість вбирання, взаємодія з мінералами ґрунту зумовлені наявністю в молекулі ГК функціональних груп (карбоксильної, фенолгідроксильної, амідної, карбонільної тощо) [2, 3, 56, 111, 119].

Фульвокислоти (ФК) світло-жовтого забарвлення, розчинні у воді і лугах. Їх елементарний склад відрізняється від складу гумінових кислот. Вони містять вуглець (41–46%), водень (4–5 %), азот (3–4 %), кисень (44–48 %). Отже, фульвокислоти містять менше вуглецю і більше кисню, ніж гумінові [2, 3, 56, 111, 119].

Гуміни тепер прийнято називати рештками, що не гідролізуються. Це сукупність гумінових і фульвокислот, які міцно зв'язані з мінеральною частиною ґрунту. До їх складу входять також компоненти рослинних решток, що важко розкладаються мікроорганізмами: целюлоза, лігнін, вуглики. Гуміни не розчиняються в жодному розчиннику, тому їх називають інертним гумусом.

Крім гумусних речовин в ґрунтах містяться органо-мінеральні сполуки. Здебільшого це солі неспецифічних кислот (щавлевої, лимонної, оцтової, мурашиної), комплексні солі неспецифічних і гумусних кислот та адсорбційні органо-мінеральні сполуки. Солі гумінових кислот називають гуматами,

фульвокислот – фульватами. Більшість фульватів є легкокорозчинні сполуки. Здебільшого це солі неспецифічних кислот (щавлевої, лимонної,

Перетворення органічної речовини ґрунту відбувається в декілька етапів, які нероздільно пов'язані з біологічним кругообігом речовин та ґрунтоутворенням, для яких найсуттєвішим є розклад мертвих органічних решток, що супроводжується декількома одночасно протікаючими процесами: акумуляція первинної органічної речовини, розкладом, гуміфікацією і мінералізацією.

Акумуляція первинної органічної речовини – надходження рослинних решток на поверхню і товщу ґрунту.

Розклад – сукупність процесів біохімічного окиснення нерозчинних у воді органічних решток з утворенням простіших, частково розчинних у воді органічних і мінеральних сполук (головним чином під впливом ферментативної активності мікроорганізмів)

Гуміфікація (гумусоутворення) – повільний біохімічний процес, що призводить до утворення гумусових речовин – специфічних сполук, які мають здатність до полімеризації, тобто ущільненню своїх молекул, що робить їх стійкими до розкладу мікроорганізмами.

Мінералізація – сукупність процесів перетворення органічних речовин в мінеральні солі, воду вуглекислоту. Процеси розкладу та мінералізації забезпечують надходження елементів живлення до біологічного кругообігу.

Першим етапом перетворень органічних решток є розклад органічних залишків. Дуже швидко мінералізуються цукор, крохмаль, гірше – білки, целюлоза, погано – лігнін, смоли, воски. Швидкість розкладу органічних залишків зменшується в анаеробних умовах аж до повного припинення його й утворення торфу. Більшість з органічних залишків окиснюється до вуглекислого газу та води. А менша частина проходить другий етап перетворень – гуміфікацію, тобто синтез гумусних речовини.

Рівень гуміфікації органічних решток залежить від гідротермічного режиму, ботанічного та біохімічного складу решток, їх кількості.

Для характеристики та оцінки стану органічної складової ініціальних ґрунтів, нами було визначено: вміст органічного Карбону; визначено вміст гумінових і фульво кислот; ступінь розкладу та гуміфікації органічної речовини, результати дослідження відображено в табл. 4.2.

Таблиця 4.2

Органічна речовина ініціальних ґрунтів

Ключова ділянка	Глиби-на відбору зразків, см	Органічний Карбон, %	Органічні кислоти, %		Ступінь розкладу, %	Ступінь, гуміфікації, %
			гумінові	фульво		
Ембріональні утворення						
КЛ-А	0-1	-	-	-	-	-
Ґрунтоподібні тіла						
КЛ-С	0-2	39,0	25,0	68,0	65,0	28,0
КЛ-В	0-3	41,0	23,0	71,0	60,0	24,0
Первинні ґрунти						
КЛ-С	0-3	-	-	-	41,0	16,0
	3-9	38,0	31,0	64,0	71,0	37,0
КЛ-В	0-6	-	-	-	47,0	25,0
	6-10	40,0	29,0	65,0	65,0	35,0
Примітивні (молоді) ґрунти						
КЛ-Е	0-7	35,0	34,0	64,0	54,0	29,0
	7-18	40,0	37,0	59,0	88,0	57,0
КЛ-	0-9	37,0	35,0	61,0	61,0	32,0
	9-20	41,0	39,0	58,0	85,0	49,0

В ґрунтоподібних тілах вміст органічного Карбону коливається в межах 39 – 41 %, з домінуванням фульво кислот 68 – 71 %. Ступінь розкладу на гуміфікації становить 65 – 60 % та 28 – 24% відповідно, досить високі показники даних параметрів пояснюються ценозоформуєчим видом, яким є головним донором органічної речовини. Листові лишайники дають незначну річну кількість відмерлої біомаси, яка протягом вегетаційного періоду зазнає значного впливу процесу гуміфікації та мінералізації.

Вміст органічного Карбону в первинних ґрунтах становить 38 – 40 %, в складі органічних кислот знижується вміст фракції фульво кислот 64 – 65% в порівнянні з ембріональними утвореннями, що вчергове доводить провідну роль біотичного чинника у формування фізико-хімічних властивостей ініціальних ґрунтів. Для горизонту дернини характерна незначна ступінь розкладу та гуміфікації 41 – 47 % та 16 – 25 % відповідно, дані показники суттєво зростають у органогенному (торфовому) горизонті 71 – 65 % та 37 – 35%.

В горизонті дернини примітивних ґрунтів вміст органічного Карбону становить 35 – 37 %, а в торфовому 40 – 41 %. Вміст фульво кислот найнижчий у всьому еволюційному ряді ініціальних ґрунтів і становить 64 – 61 % у горизонті дернини та 59 – 58 % у торфовому . В даному ґрунті також діагностуються максимальні показники ступеня розкладу і гуміфікації в органогенному (торфовому) горизонті 88 – 85 % та 57 – 49 % відповідно.

Для всього еволюційного ряду ініціальних ґрунтів характерними особливостями є високий вміст органічного Карбону з домінування фульво кислот та збільшення показників ступеня розкладу і гуміфікації з кожною наступною еволюційною стадією.

Швидкість і спрямованість перетворення органічної речовини залежать від багатьох факторів. Основними серед них є кількість і хімічний склад рослинних

решток, водний і повітряний режими, склад ґрунтових мікроорганізмів, реакція ґрунтового розчину, механічний склад ґрунту.

Акцент на дослідженні органічної складової ініціальних ґрунтів зумовлений не лише його важливістю в формуванні генези ініціального ґрунту, а й екологічними функціями.

Ще В. А. Ковда в своїх працях (1981,1985) підкреслює загальну планетарну роль ґрунтів як акумуляторів органічної речовини і енергії. Він запропонував гумусний горизонт ґрунтів планети вважати особливою енергетичною оболонкою – гумосферою Підраховано, що ґрунти з середнім вмістом гумусу (4 – 6 %) (200 – 400 т/га) накопичують на 1га стільки енергії, яка дорівнює енергії 20– 30 т антрациту [50, 51, 52].

Енергію органічної речовини ґрунтів для здійснення життєвих процесів використовують мікроорганізми і безхребетні тварини для фіксації азоту та для багатьох інших хімічних і біологічних процесів. Тому підтримання запасів гумусу в ґрунтах – найактуальніша проблема сучасного землеробства. В багатьох регіонах земної кулі вміст гумусу в ґрунтах за останні 30– 40 років зменшився на 30 % [111, 115].

Велике екологічне значення мають біологічно активні речовини, що входять до складу органічної частини ґрунту. Наукові дослідження багатьох вчених свідчать, що окремі компоненти гумусу стимулюють ті чи інші фізіологічні процеси. Так, О. С. Безуглова (1980) довела, що гумусні речовини стимулюють ріст корневих волосків і кореневої системи в цілому. Ферментативна активність гумусу зумовлює інтенсивність надходження CO₂ в приземний шар атмосфери. Підвищення концентрації CO₂ у повітрі інтенсифікує фотосинтез рослин [105, 111, 115]. Таким чином, органічна речовина ґрунту і пов'язана з нею енергія забезпечують стабільність біосфери.

4.3 Біотичні особливості ініціальних ґрунтів

- Біота це – 1) сукупність видів флори і фауни певної території (акваторії); 2) історично сформована сукупність організмів, об'єднаних спільним ареалом поширення; 3) живе населення екосистеми [6, 51, 116, 128, 144].

У природних системах ґрунтова мікрофлора забезпечує колообіги речовин та енергії і нескінченно тривале існування біогеоценозу за умов обмеженості природних ресурсів. Функціонування мікробіоценозу ґрунту є прикладом унікальної безвідходної енергозберігаючої технології переробки біосферних відходів органічної та органо-мінеральної природи з одночасним залученням продуктів їхньої утилізації до утворення нових органічних речовин та органо-мінеральних комплексів. Від синхронності і потужності мінералізаційно-іммобілізаційних процесів у ґрунті залежить енергетичний потенціал біологічної продуктивності планети [77, 137, 143].

Для процесу формування ініціальних ґрунтів важливе значення має біотичний чинник, зокрема кількісний та видовий склад основних груп мікроорганізмів.

Різноманітні мікроорганізми, що населяють ґрунт, беруть активну участь в процесах розкладу і синтезу мінеральних та органічних речовин, які входять до складу ґрунту. Завдяки їх діяльності відбувається розкладання органічних решток і синтез елементів, що утримуються у вигляді сполук доступних для поглинання рослинами. Особливо важливу роль вони відіграють в біохімічних процесах перетворення рослинних і тваринних решток в гумусові речовини ґрунту; від них залежить азотфіксація і ряд інших явищ, що визначають родючість ґрунтів. Чисельність, склад і активність мікроорганізмів визначаються еколого-географічними умовами їх існування, зокрема, кількістю і складом в ґрунті органічних речовин, які є головною «їжею» для мікроорганізмів, гідротермічним станом ґрунтів, характером їх господарського використання.

Від мікробіологічної активності залежить інтенсивність: ґрунтових процесів розкладу органічних решток, біохімічного руйнування мінералів, утворення гумусних речовин. Вищі рослини і мікроорганізми утворюють певні комплекси, під впливом яких формуються різні типи ґрунтів. Кожній рослинній формації відповідає певний тип ґрунтів [52, 116, 126, 144]

З метою встановлення впливу мікроорганізмів на еволюцію ініціальних органоґенних ґрунтів було проведено визначення чисельності основних груп ґрунтових мікроорганізмів для кожної стадії ініціального ґрунтоутворення (табл. 4.3).

Таблиця 4.3

Кількісний склад мікроорганізмів в ініціальних ґрунтах Верховинського вододільного хребта Українських Карпат (тис. шт. на 1 г сухого субстрату)

Глибина відбору зразків, см	Сапрофітні бактерії		Гриби	Акти - номіцети	Амоніфікатори	Нітрифікатори	Денітрифікатори	Олігонітрофіли	Азотобактери (% обростання)
	на МПА	на КАА							
Ембріональне утворення									
КЛ-D, 0-1	7650	9845	401	995	6430	14,9	801	3761	0,7
КЛ-E, 0-1	7124	9340	398	1003	6780	17	785	3909	0,9
Ґрунтоподібне тіло									
КЛ-D, 0-2	11750	16360	241	3430	98560	3610	41900	9783	23,4
Примітивний (молодий) ґрунт									
КЛ-E, 4-8	17300	20506	194	5990	131600	2870	48450	19033	42,7
КЛ-E, 8-15	19871	21693	152	7470	192130	3193	54890	24581	76,3

Отримані результати свідчать, що у досліджуваних ґрунтах на різних стадіях розвитку домінують різні групи ґрунтових мікроорганізмів. Так, в ембріональних утвореннях домінують сапрофітні бактерії (7650 на органічному азоті (МПА), 9845 на мінеральному азоті (КАА) та гриби. Найактивніше розвиваються бактерії при нейтральній або слаболужній реакції ґрунту. Залежно, від типу живлення

розрізняють прототрофні (засвоюють вуглець із повітря) та гетеротрофні (засвоюють вуглець з органічних речовин) бактерії. Під час аеробних процесів рештки рослинних організмів швидко мінералізуються. Внаслідок аеробних процесів утворюються кислоти, які взаємодіють з іншими сполуками і утворюють різні солі. Внаслідок цих перетворень утворюються розчинні у воді сполуки та зольні речовини, доступні для живлення рослин. Анаеробні мікроорганізми розвиваються без доступу кисню повітря і засвоюють кисень, який виділяється при розкладанні ними різних хімічних сполук. У зв'язку з цим в процесі анаеробного розкладу в ґрунті утворюються безкисневі сполуки, які рослина безпосередньо не може споживати (водень, метан, молекулярний азот, фосфористий водень, сірководень та ін.). Під впливом анаеробних процесів деякі окисні сполуки переходять у закисні, тобто відбувається процес відновлення, наприклад окисні сполуки заліза (Fe_2O_3) переходять у закисні (FeO). Якщо анаеробний процес розвивається інтенсивно, то в ґрунті нагромаджуються шкідливі для самих мікроорганізмів сполуки, внаслідок чого інтенсивність біохімічних процесів уповільнюється. В таких ґрунтах рослинні рештки мінералізуються неповністю і внаслідок цього нагромаджується торф. В процесі розкладу клітковини в анаеробних умовах утворюються такі кислоти, як масляна, оцтова, а також вилучаються метан і водень [6, 52, 128, 143].

Другим важливим показником для оцінки мікробіому ґрунту є чисельність грибів. Активну участь у ґрунотворних процесах і підвищенні родючості ґрунту беруть гриби, кількість і видовий склад яких залежать від умов ґрунотворення. Всі гриби – гетеротрофи і за допомогою своїх ферментів розкладають жири, вуглеводи, лігнін, білки та інші сполуки, які є в ґрунтах. Кількість грибів, що діагностується в ініціальних ґрунтах є обернено пропорційною до інших груп мікроорганізмів, так максимальна кількість грибів в ембріональному утворенні 401 і поступово знижується до 152 в примітивному ґрунті. Це пояснюється тим, що гриби є найменш залежними від вмісту Карбону на реакції ґрунтового розчину, а з поступовим

розвитком ініціального органогенного ґрунту, вони витісняються іншими групами мікроорганізмів.

На підготовлений сапрофітними бактеріями і грибами субстрат поселяються водорості, які дають поштовх для початку нагромадження органічної речовини і поселення вищих форм рослинності, зокрема лишайників.

Роль водоростей ще не досить вивчена, проте відомо, що вони швидко розмножуються, збагачуючи ґрунт органічною речовиною. На скальних породах і змитих ґрунтах водорості є першими ґрунтоутворювачами. Водорості – гетеротрофні організми, які беруть участь у процесах біологічного звітрювання, зокрема діатомові водорості руйнують каолінит і розчиняють вапняки. Деякі ґрунтові водорості нагромаджують азот у ґрунті та сприяють життєдіяльності азотофіксуючих бактерій.

Кожна група мікроорганізмів синтезує властиві тільки їй речовини, в тому числі ензими, або ферменти, що мають білкову природу і є біологічними каталізаторами, які прискорюють реакції в ґрунті.

Аналізуючи загальні тенденції кількісного складу мікроорганізмів на різних стадіях еволюції ініціального ґрунту ми бачимо зростання чисельності всіх груп мікроорганізмів в процесі еволюції ініціального ґрунту, винятком з цієї закономірності є лише чисельність грибів, яка змінюється обернено пропорційно до інших видів.

Для встановлення взаємозалежного впливу біотичного чинника на генезу ініціальних органогенних ґрунтів та чинників ґрунтоутворення і фізико-хімічних властивостей на видовий і кількісний склад мікроорганізмів на кожній стадії розвитку ініціального ґрунту нами було враховано результати визначення основних фізико-хімічних властивостей, що мають значний вплив на формування мікробіому ґрунту (див. табл. 4.1; 4.2).

Серед усіх мікроорганізмів у будь-якому ґрунті найбільше бактерій. Це – одноклітинні організми, розміри яких вимірюють мікронами. Кількість їх залежить

від типу ґрунту, забезпечення його органічною речовиною, температури, реакції ґрунтового середовища, погодних умов, обробітку, внесення добрив, ступеня зволоження, характеру рослинності і фази розвитку рослин тощо.

Кількість бактерій в ініціальному ґрунті зростає на кожній наступній еволюційній стадії, так в ембріональному утворенні мінімальна кількість (на МПА 7650 на КАА 9845) і простежується безперервне зростання до 19871 на МПА і 21693 на КАА в примітивному (молодому) ґрунті. Ця закономірність корелюється з фізико-хімічними властивостями досліджуваних ґрунтів, з зниженням показника кислотності та збільшенням вмісту органічного Карбону збільшується кількість ґрунтових бактерій.

Дослідження якісного і кількісного складу основних груп мікроорганізмів, які притаманні різним стадіям розвитку ініціального ґрунту дозволили встановити взаємозалежний вплив між фізико-хімічними властивостями ґрунту і мікробними угрупованнями.

Так для ембріонального ґрунту характерний максимальний вміст грибів і сапрофітних бактерій, яким для своєї життєдіяльності не потрібна значна кількість органічної речовини, які в свою чергу здійснюють значний вплив на ґрунтоутворну породу (активне біологічне звітрення). Інші групи мікроорганізмів (амоніфікатори, нітрифікатори, денітрифікатори) тут присутні в незначній кількості, оскільки дані мікробні ценози розвивають за умови наявності достатньої кількості органічних речовин рослинного опаду.

В ґрунтоподібних тілах відзначається зменшення вмісту грибів з одночасним збільшенням амоніфікаторів, нітрифікаторів, денітрифікаторів, які мають змогу активніше розвиватися в торфовому прошарку, на рахунок суцільного покриву листового лишайника зменшується вплив на дані популяції кліматичного чинника, однак найнижчі показники кислотності з усього ініціального ряду (див. табл. 4.1) певною лімітують збільшення вмісту зазначених груп мікроорганізмів.

Максимальний вміст амоніфікаторів, нітрифікаторів, денітрифікаторів відзначається в примітивних (молодих) ґрунтах для яких характерні найсприятливіші фізико-хімічні властивості (рН, вміст органічного Карбону) для розвитку мікробних ценозів. Мінімальний вміст сапрофітних бактерій та грибів.

4.4 Біологічна активність ініціальних ґрунтів

Біологічна активність ґрунту – це сукупність біологічних процесів, які відбуваються у ґрунті внаслідок функціональної активності ґрунтової біоти: інтенсивність дихання, ступінь виділення теплової енергії організмами, ферментативна активність тощо. Визначення біологічної активності ґрунту часто використовується для інтерпретації інтенсивності метаболізму мікроорганізмів [53, 131, 153].

Мікробіологічна активність включає метаболічні процеси і реакції, які відбуваються у ґрунті за участю мікрофлори і мікрофауни. До основних показників мікробіологічної активності належать ґрунтове “дихання” і ферментативна активність, чисельність і біомаса мікроорганізмів. Зниження рівня ґрунтового дихання може вказувати на те, що ґрунтові умови, такі як температура, вологість, аерація, доступні форми N, лімітують біологічну активність і розклад органічної речовини. Обмежуючим фактором може виступати концентрація органічної речовини або ж токсична дія забруднювачів на живі організми [118, 130, 132].

При дослідженні біологічної активності ініціальних ґрунтів нами були визначено: загальну мікробну біомасу, показник каталази, показник дихання (табл. 1). Визначення показників біотичної активності проводилося в первинних та примітивних (молодих) ґрунтах, оскільки наявні методики лабораторних досліджень не дозволяють провести визначення досліджуваних показників на інших стадіях розвитку ініціального ґрунту.

Біологічна активність ініціальних ґрунтів

№ ключової ділянки	Потужність ген. горизонту, см	Каталаза, см ³ CO ₂ на 1 грам ґрунту за хвилину	Дихання, см ³ CO ₂ на 1 грам ґрунту за хвилину	Мікробна біомаса, г/м ³
Примітивний ґрунт				
КЛ-D	0-7	1,9	0,31	481,47
КЛ-D	7-20	5,2	0,75	567,11
Первинний ґрунт				
КЛ-E	0-8	5,6	1,11	1260,00
Примітивний ґрунт				
КЛ-E	0-6	5,4	2,71	1170,36
КЛ-E	6-17	4,3	0,87	846,4

Під мікробною біомасою (МБ) розуміють біомасу ґрунтових мікроорганізмів (бактерій, грибів, найпростіших) у ґрунті. Її вміст суттєво залежить від типу екосистеми, а також комплексу гідротермічних умов й коливається у діапазоні від 1 до 5% від загального вмісту органічної частини ґрунту (ОЧГ) (Bending et al., 1998; Семенов и др., 2004, 2006). Ці дані підтверджують і дослідження Anderson and Domsh (1980), відповідно до яких у мікробній біомасі міститься від 0,27 до 4,8 % від валового вмісту Карбону і від 0,5 до 15,3 % Нітрогену. Щоправда, існує також альтернативна точка зору, відповідно до якої мікробну біомасу не включають до складу органічної частини ґрунту (Manlay et al., 2007). На наш погляд, цей підхід є некоректним, адже ґрунт складається з неживої (едафотоп) і живої (едафон) складових.

Максимальний показник мікробної біомаси діагностовано в первинному ґрунті сформованому під лісовим біоценозом – 1260,00 г/м³, а мінімальний в горизонті

дернини примітивного ґрунту субальпійського поясу території дослідження – 481,47 г/м³.

Каталаза – фермент, за участю якого здійснюється розклад перекису водню. Джерела формування перекису водню в дихальному процесі живих організмів різноманітні. Він може утворюватися при окисненні органічних сполук за участю флавінових ферментів. У деяких аеробних мікроорганізмів перекис водню утворюється в результаті переміщення однієї пари іонів Гідрогену на молекулярний кисень при участі цитохромної системи. Перенесення електрону по ланцюгу супроводжується синтезом аденозинтрифосфату (АТФ), тому для мікроорганізмів розклад перекису водню – одне із джерел поповнення запасів високоенергетичних матеріалів для здійснення синтетичних процесів. Каталаза є не лише внутрішньоклітинним ферментом, вона активно виділяється мікроорганізмами в навколишнє середовище, володіє високою стійкістю і може накопичуватись та довгий час зберігатись у ґрунті. Тому, каталазну активність ґрунту можна розглядати як показник функціональної активності мікрофлори в різних екологічних умовах [141, 146, 153].

Показник каталази в ініціальних ґрунтах коливається від 1,9 см³ CO₂ на 1 грам ґрунту за хвилину в горизонті дернини примітивному ґрунті сформованому в субальпійському поясі до 5,6 см³ CO₂ на 1 грам ґрунту за хвилину в первинному ґрунті лісового поясу. Головним лімітуючим чинником, що впливає на значення показника каталази ініціальних ґрунтів є кліматичні умови території дослідження.

Ґрунтове дихання (виділення вуглекислого газу з ґрунту), як правило, прямо пропорційне родючості ґрунтів, зокрема вмісту гумусу, відображає їх біологічну активність [131]. Показник ґрунтового дихання ініціальних ґрунтів є відносно низьким, що пояснюється складними кліматичними умовами території дослідження, так максимальне значення фіксується в горизонті дернини примітивного ґрунту лісового поясу – 2,71 см³ CO₂ на 1 грам ґрунту за хвилину, а мінімальне в

примітивному ґрунті субальпійського поясу – $0,31 \text{ см}^3 \text{ CO}_2$ на 1 грам ґрунту за хвилину. Отримані показники ґрунтового дихання ініціальних ґрунтів корелюються з їхніми основними фізико-хімічними властивостями, зокрема вмістом органічного Карбону та показником кислотності.

Висновки до 4 розділу

1. Встановлено, що для всього ряду ініціальних ґрунтів характерна сильнокисла реакція ґрунтового розчину (pH_{KCl} (2,0 – 4,2) $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ (2,9 – 5,0), яка зумовлена, в основному, сполуками Алюмінію. Досліджуючи вплив рослинних формацій на формування кислотно-основних властивостей ініціальних ґрунтів було встановлено, що весь спектр ініціальних ґрунтів сформованих у межах лісового поясу (КЛ-С) характеризується вищими показниками кислотності та вмістом сполук Алюмінію (19,0 – 25,0 ммоль-екв/ на 100 г ґрунту) в порівнянні з аналогічними ґрунтами сформованими в межах субальпійського поясу, що підтверджує теорію про домінуючий вплив біотичного чинника на генезу та формування морфологічних та фізико-хімічних властивостей ініціальних органічних ґрунтів.

2. Для всього еволюційного ряду ініціальних ґрунтів характерними особливостями є високий вміст органічного Карбону (35 – 41 %) з домінування фульво кислот (58 – 71 %) та збільшення показників ступеня розкладу і гуміфікації з кожною наступною еволюційною стадією. Максимальний вміст органічного Карбону відзначається з ґрунтоподібних тілах 41 %, що зумовлено відносно низькими надходженнями відмерлих органічних решток з листових лишайників, які зазнають більш інтенсивного впливу процесу мінералізації та в торфовому горизонті примітивного ґрунту 41 %.

3. Встановлено загальні закономірності розподілу видового складу мікроорганізмів на різних стадіях розвитку ініціальних ґрунтів. Кількість бактерій в ініціальному ґрунті зростає на кожній наступній еволюційній стадії, так в ембріональному

утворенні мінімальна кількість (на МПА 7650 на КАА 9845) і простежується безперервне зростання до 19871 на МПА і 21693 на КАА в примітивному (молодому) ґрунті, ця закономірність зберігається і для інших груп мікроорганізмів. Ця закономірність корелюється з фізико-хімічними властивостями досліджуваних ґрунтів, з зниженням показника кислотності та збільшенням вмісту органічного Карбону збільшується кількість ґрунтових бактерій. Виняток становить показник чисельності грибів, який змінюється обернено пропорційно, максимальні значення в ембріональних ґрунтах 401 тис. шт. на 1 г сухого субстрату, мінімальні в примітивних (молодих) ґрунтах 194-152 тис. шт. на 1 г сухого субстрату.

4. Встановлено, що максимальний показник мікробної біомаси характерний для первинних ґрунтів сформованих під лісовим біоценозом – $1260,00 \text{ г/м}^3$, а мінімальний для горизонту дернини примітивних ґрунтів субальпійського поясу території дослідження – $481,47 \text{ г/м}^3$. Показник каталази в ініціальних ґрунтах коливається від $1,9 \text{ CO}_2$ на 1 грам ґрунту за хвилину в горизонті дернини примітивному ґрунті сформованому в субальпійському поясі до $5,6 \text{ CO}_2$ на 1 грам ґрунту за хвилину в первинному ґрунті лісового поясу. Показник ґрунтового дихання ініціальних ґрунтів є відносно низьким, що пояснюється складними кліматичними умовами території дослідження, так максимальне значення фіксується в горизонті дернини примітивного ґрунту лісового поясу – $2,71 \text{ CO}_2$ на 1 грам ґрунту за хвилину, а мінімальне в примітивному ґрунті субальпійського поясу – $0,31 \text{ CO}_2$ на 1 грам ґрунту за хвилину.

РОЗДІЛ 5

ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ІНІЦІАЛЬНИХ ҐРУНТІВ

5.1 Особливості валового хімічного складу

Ґрунти формуються на різних генетичних типах порід верхньої частини кори вивітрювання літосфери, тому майже повністю успадковують їхній хімічний склад. Проте, внаслідок впливу живої речовини вміст деяких елементів зазнає кардинальних змін у порівнянні з материнською породою. Отже, у хімічному складі літосфери, так і в ґрунтах близько половини займає Кисень, а друге місце (майже четверта частина) – Кремнезем. Приблизно десяту частину – Алюміній та Ферум. Всього лише декілька відсотків займають Кальцій, Магній, Натрій, Калій. На всі інші елементи, за винятком Вуглецю, припадає менше одного відсотка. Окрім елементів складовою частиною ґрунту є вода, ґрунтове повітря та органічні речовини. Проте, необхідно зауважити, що суттєві зміни у вмісті біогенних елементів пов'язані із діяльністю живої фази. Зокрема, Вуглецю у ґрунтах в понад 20 разів більше, ніж у літосфері, а Азоту – у 10. Оскільки Гідроген є елементом води, то і його вміст у педосфері більший. У більшості випадків ґрунти майже на 90% представлені мінеральними елементарними ґрунтовими частинами (ЕГЧ), а тому їх валовий хімічний склад буде визначатись, в основному, складом і кількісним співвідношенням мінералів. Серед основних мінералів домінують кварц і польові шпати, а в тонкодисперсній фракції – глинисті алюмосилікати. Відповідно до цього, у валовому хімічному складі ґрунтів переважають Кисень і Кремнезем, менше Алюмінію, дуже мало Феруму, Титану, Кальцію та Натрію, інші елементи фіксуються у мікрокількостях. Хімічний склад змінюється з глибиною. Різниця у валовому хімічному складі окремих горизонтів ґрунтового профілю використовується для

розрахунку показників хімічного перетворення породи. Отже, напрямок та інтенсивність прояву ґрунтоутворного процесу безпосередньо впливає на перерозподіл хімічного складу у межах профілю. Тому, за характером профільних змін валового хімічного складу можна проводити діагностику процесів ґрунтоутворення. Для всіх ґрунтів, на відміну від порід характерне нагромадження органічної речовини у верхніх горизонтах, з яким зв'язана акумуляція біологічно важливих елементів Вуглецю, Азоту, Нітрогену, а також Фосфору, Сірки, Кальцію. Характер і масштаб змін, які відбуваються в породі, обумовлюються природними факторами ґрунтоутворення. Хімічний склад ґрунтів перебуває в стані постійної зміни відповідно до безперервності процесів вивітрювання й ґрунтоутворення. Для розуміння причин формування особливостей валового хімічного складу ґрунту і його змін у профілі завжди необхідно враховувати, що вміст окремих елементів визначається присутністю їх у ґрунті в складі різноманітних конкретних мінеральних і органічних сполук [4, 12, 23, 48, 66, 68, 101].

Для характеристики кількісного складу хімічних елементів у ґрунтовому профілі використовують кларки. Кларки – числа, які виражають середній вміст хімічних елементів у природній системі у масових, атомних або об'ємних відсотках. Цей термін запровадив Олександр Євгенович Ферсман (1923 р.) на честь американського геохіміка Франка Вігльсворта Кларка (1847–1931). За величиною кларків хімічні елементи гірських порід і ґрунтів об'єднуються в три групи:

- 1) макроелементи, яким відповідають кларки $n^{10} - n^{102}$;
- 2) мікроелементи з кларками $n^{103} - n^{105}$;
- 3) ультрамікроелементи з кларками $< n^{105}$ [*].

Джерелом хімічних елементів всіх ґрунтів і порід є різні за генезою породи, які складають майже 95 % маси верхньої товщі літосфери. За своїм хімічним складом вони дуже різноманітні, і в першу чергу, за середнім вмістом Кремнезему (SiO_2), від

якого залежить колір і щільність порід. За цими показниками породи поділяються на п'ять груп:

1. Ультраосновні породи (піроксеніт, перидотит, дуніт) складаються менш як на 40 % з SiO_2 , де переважають темнозабарвлені мінерали – рогова обманка, авгіт (чорний), олівін (жовтозелений). Щільність 3,1 – 3,3 г/см³.
2. В основних породах (габро, базальт, діабаз) на долю SiO_2 припадає 40 – 52 %. Забарвлення їх темне, переважно чорне. Сюди входять мінерали піроксени, рогова обманка, олівін з щільністю біля 3,0 г/см³. Вони не вміщують вільного кварцу, багаті лужноземельними основами, бідні лугами.
3. Середні породи (діорит, порфірит, андезит) складаються з 52 – 65 % SiO_2 , мають строкате і темно-сіре забарвлення. До них входять мінерали кварц, рогова обманка. Щільність 2,7 – 2,8 г/см³. В порівнянні з основними вони збагачені на Калій, Натрій і бідні на Кальцій.
4. Кислі породи (граніт, пегматит, ліпарит) вміщують менше темно забарвлених мінералів ніж середні, а вміст SiO_2 в межах 65 – 75 %. Переважаючими мінералами в цій групі є ортоклаз, кварц, рогова обманка, іноді альбіт, які надають породам світле, рожеве і строкате забарвлення. Щільність цих порід коливається в межах 2,6–2,7 г/см³.
5. Ультракислі породи (пермутит та аляскіт) майже не вміщують темно забарвлених мінералів і більш як на 75 % складаються з SiO_2 , тому їх забарвлення світле і щільність не перевищує 2,6 г/см³. В кислих та ультракислих породах значне місце належить мінералу ортоклазу, який при вивітрюванні збагачує ґрунт Кальцієм [12, 66, 68].

На основі відомостей валового хімічного складу ґрунтотворних порід Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат, вони належать до 4 та 5 групи (кислі та ультракислі) зазначеної класифікації.

Хімічні елементи знаходяться в ґрунтах у вигляді різних сполук, які визначають основні властивості ґрунтів. Важливою їхньою характеристикою є доступність рослинам, здатність до пересування в межах профілю ґрунту, до взаємодії з іншими елементами, а також органічними речовинами ґрунту. Кисень (оксиген) – найпоширеніший елемент земної кори; він складає майже половину її маси і входить до складу майже всіх гірських порід. Кисень – хімічно дуже активна сполука. Він реагує з більшістю хімічних елементів, утворюючи оксиди. Дуже важливим для рослин, мікроорганізмів і тварин, що мешкають у ґрунті, має вміст у ґрунтовому повітрі вільного кисню (O_2). Реакція Кисню з різними сполуками відноситься до реакцій окислення.

Силіцій за розповсюдженням у земній корі займає після Кисню друге місце. Він входить до складу багатьох гірських порід і мінералів кремнезему SiO_2 та ін. Кислотний оксид кремнію (SiO_2) не реагує з водою, а при нагріванні реагує з основними оксидами і розчинами лугів з утворенням солей кремнієвої кислоти. Реакція руйнування природних силікатів під дією H_2O і CO_2 призводить до утворення глини і піску. Водні розчини силікатів гідролізовані і мають лужну реакцію. Валовий вміст SiO_2 у ґрунті коливається від 40–70 % в глинистих ґрунтах і до 90–98 % в піщаних. В ініціальних органогенних ґрунтах відсотковий вміст Кремнію коливається від 62,97 % в ембріональному утворенні до 79, 62 % в первинному ґрунті, але слід зазначити, що вміст даного елемента в породі на глибині 120 см є набагато меншим – 61,80 %.

За розповсюдженням в земній корі Алюміній займає третє місце (після Кисню і Силіцію) і зустрічається, в основному, в складі складних сполук алюмосилікатів (до них належать глини, польовий шпат, слюда, нефелін). Алюміній – дуже активний метал, але на повітрі й у воді він стабільний, завдяки міцній поверхневій плівці оксиду Al_2O_3 . При її видаленні Алюміній швидко реагує з атмосферним повітрям, а з води витісняє Гідроген. При вивітрюванні первинних і вторинних мінералів

вивільнюється гідроксид алюмінію, значна частина якого залишається на місці (як малорухомий) і лише незначна кількість переходить у розчин. У кислому середовищі ($\text{pH} < 5$) він стає рухомим і зумовлює появу у ґрунтовому розчині $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ та AlOH_2^+ , які виявляють фітотоксичність для багатьох рослин. Водорозчинна і колоїдна форма гідроксиду при взаємодії з органічними кислотами створюють рухомі комплексні сполуки, які здатні переміщуватись в межах профілю ґрунту. Відсотковий вміст сполук Алюмінію в досліджуваній ґрунтах є відносно високим, мінімальний відсотковий вміст Алюмінію в еволюційному ряді ініціальних органогенних ґрунтів діагностується в ембріональному утворенні – 7,54 %, а максимальний в ґрунтоподібному тілі – 13,35 %.

Ферум — це елемент, що знаходиться в ґрунтах в складі як первинних, так і вторинних мінералів, виступаючи головним компонентом магнетиту, гематиту, глауконіту, рогових оболонок, піроксенів, біотиту, глинистих мінералів. В сильно кислому середовищі рухомість гідроксиду Феруму збільшується і в ґрунтовому розчині з'являються іони Феруму. При перезволоженні окисна форма Феруму в результаті відновлювальних процесів переходить в захисну форму з утворенням розчинних сполук карбонатів FeCO_3 , $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, та сульфатів FeSO_4 , де Ферум стає доступним для рослин. Надмірна концентрація закисного Феруму, шкодить рослинам. В ґрунтах з нейтральною або лужною реакцією, де переважають процеси окиснення, рослини можуть відчувати нестачу Феруму, що проявляється через хлороз (пожовтіння листя при зниженні вмісту і активності хлорофілу). У ґрунтах також часто спостерігаються залізисті конкреції і прошарки. За С. В. Зонном (1982), сполуки цього елемента в ґрунтах представлені такими формами:

- 1) силікатним Ферумом, що входить до складу кристалічних решіток:
 - а) первинних мінералів;
 - б) вторинних (глинистих) мінералів;
- 2) несилікатним (вільним) Ферумом:

- а) слабо або сильно окристалізованим Ферумом оксидів і гідроксидів;
- б) залізистих і гумусово-залізистих аморфних сполук;
- в) обмінних і водорозчинних рухливих сполук.

В ґрунтах Кальцій може знаходитись в кристалічній гратці мінералів, в об'ємно вбирному стані, а також у формі простих солей хлоридів – CaCl_2 , нітратів – $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$, карбонатів – CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, сульфатів – CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Вміст Кальцію в безкарбонатних суглинкових ґрунтах становить 1–3 % і визначається головним чином присутністю глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій, а також гумусом і фіторештками, які зумовлюють тенденцію до біогенного збагачення Кальцієм в при поверхневій органо-мінеральній частині профілю. Однак його підвищений вміст може бути успадкований також від уламків карбонатних порід і первинних Са-вмісних мінералів, присутніх у великих фракціях. Багато Кальцію може накопичуватись у ґрунті гідрологічним шляхом. Карбонат кальцію у ґрунті під впливом вуглекислоти переходить у розчинений стан (бікарбонат Са). Рослини зазвичай не відчують нестачі Са на більшості ґрунтів, проте внесення Са-вмісних сполук (гіпсу) поліпшує їх фізичні, фізико-механічні, фізико-хімічні й біологічні властивості. В валовому хімічному складі усіх еволюційних стадій ініціальних ґрунтів CaCO_3 відсутній, оскільки саме повна декарбонізація породи, є передумовою для початку процесу ембріонального ґрунтоутворення.

Магній за вмістом у ґрунтах стоїть близько до кальцію, виконуючи в рослинах важливу фізіологічну роль, передусім в складі хлорофілу. В ґрунтах Магній присутній в глинистих мінералах, головним чином у вигляді хлориду. Крім цього Mg міститься в уламках доломітів, олівіні, рогових обманках, піроксенах, в аридній зоні багато Магнію акумулюється в засолених ґрунтах у вигляді хлоридів і сульфатів.

Вміст Магнію в ініціальних органогенних ґрунтах коливається від 0,67 % в ембріональному утворенні до 2,78 % в ґрунтоподібному тілі.

Загальний вміст Калію в різних ґрунтах дуже різноманітний і за винятком торфу і піщаних ґрунтів, завжди досить великий. Як правило, загальна кількість Калію коливається в межах від 1 до 2,5 %. Найбільша кількість Калію міститься в глинистих і суглинкових ґрунтах. У ґрунтах легкого гранулометричного складу, тобто в піщаних і супіщаних, його міститься значно менше. Дуже бідні на Калій торфові ґрунти. Загальний вміст Калію у ґрунті складається з Калію гірських порід і мінералів, обмінного Калію і Калію водорозчинних солей. Більша частина Калію міститься у гірських породах і мінералах. Ці форми калійних сполук характеризуються малою розчинністю, а отже і малою доступністю до рослин. Вони стають доступними рослинам тільки в результаті процесів вивітрювання. Обмінним, або увібраним, доступним для рослин називається Калій, що входить до складу катіонів ґрунтового вбирного комплексу. Кількість увібраного Калію в ґрунтах порівняно невелика і становить не більше 0,5–1,0 % від загальної його кількості. У формі водорозчинних солей Калію ще менше, ніж у формі обмінного калію (не більше 10 % від обмінного). Калій, що входить до складу залишків рослин і мікроорганізмів, які не розклались, дуже швидко вимивається водою (тому що не зв'язаний з органічними речовинами) в ґрунт у легкорозчинній формі. Вміст цієї форми не перевищує 0,5 % від загальної кількості Калію в ґрунті. Хоча Калій і не утворює органічних сполук, але приймає участь у вуглеводному обмінні, входить до складу понад сорока ферментів, надає заряду клітинним мембранам, підвищує тепло- і холодостійкість рослин, протидіє їх грибковим захворюванням.

Натрій надходить у ґрунт в основному з Na-містких польових шпатів, провідне місце серед яких належить альбіту ($\text{Na}_2\text{Cl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$). Валовий вміст в ґрунті Na_2O складає біля 1–3 %. В засолених ґрунтах посушливої степової зони та інших аридних зон Натрій може бути присутнім у вигляді хлоридів і сульфатів або входити до вбирного комплексу ґрунтів в зв'язку з чим вміст Na_2O в цьому випадку зростає, спричиняючи погіршення фізичних та фізико-хімічних властивостей ґрунтів.

Рослини нестачу натрію не відчують, скоріше навпаки – пригнічуються ним на галофітних (засолених) ґрунтах.

Відсотковий вміст сполук Натрію в ініціальних органогенних ґрунтах знаходиться в межах допустимої норми, та коливається від 1,07 % - в примітивному ґрунті, до 1,91 % – в ґрунтоподібному тілі.

У процесі ґрунтоутворення ґрунт зазнає постійних змін, що позначається у зміні морфогенетичних особливостей та валового хімічного складу. Встановити генезу ґрунту та напрямок ґрунтоутворного процесу можливо на основі аналізу відомостей валового хімічного складу ґрунту, а особливо при порівнянні його з хімічним складом незміненої ґрунтоутворної породи. Окрім цього, результати аналізу дають можливість встановити накопичення тих чи інших елементів у генетичних горизонтах, та виявити відмінності валового хімічного складу, що спричинені різними фітоценотичними умовами формування ґрунтів і змінами чинників ґрунтоутворення [11, 66, 68].

Зважаючи на той факт, що мінеральна частина ґрунту є консервативною системою, можна простежити тенденцію розвитку елементарних ґрунтових процесів, що відбуваються у ґрунті [23].

З метою аналізу відомостей валового хімічного складу ґрунту використовують різні перерахунки та коефіцієнти, котрі є основою для оцінки інтенсивності та спрямованості ґрунтоутворних процесів, що безпосередньо пов'язані з абсолютною та відносною зміною хімічного складу мінеральної частини ґрунтів в аспекті їхньої генези. Вихідною формою перерахунку відомостей валового хімічного аналізу є перерахунок на сухий ґрунт [66, 68]. Основною метою вивчення мінеральної частини твердої фази ґрунту є встановлення змін їхнього хімічного складу під впливом ґрунтоутворного процесу, тому зіставлення одержаних відомостей, виражених у відсотках від ваги сухого ґрунту, не може скласти об'єктивного уявлення про зміни мінеральної частини ґрунту, оскільки на вміст кожного оксиду впливає значення

вмісту гумусу і хімічно зв'язаної води. Тому, значення вмісту гумусу і хімічно зв'язаної води не слід використовувати при обрахунку коефіцієнтів. Це можливо при здійсненні перерахунку відомостей, виражених у відсотках від ваги сухого ґрунту, тобто у відсотках від прожареного ґрунту [11, 23, 68].

З метою дослідження валового хімічного складу ініціальних органічних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта у відібраних ґрунтових зразках проводилося обеззолення, а в золі методом А. І. Аринушкіної визначали валовий хімічний склад [4]. Для встановлення особливостей валового хімічного складу кожної еволюційної стадії ініціального ґрунту було проведено порівняння отриманих відомостей з аналогічними даними ґрунтової породи (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Валовий хімічний склад ініціальних ґрунтів (% на прожарену наважку)

Глибина відбору зразків, см	Втрати при прожарюванні, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaCO ₃
<i>Ембріональне утворення</i>												
0-1	21,11	62,97	7,54	4,12	0,0	0,31	0,58	0,67	0,05	1,37	1,22	0,0
120*	15,02	61,80	6,44	2,69	2,57	0,32	18,9	3,31	1,24	1,42	1,18	30,74
<i>Ґрунтоподібне тіло</i>												
0-3	2,67	66,07	13,35	6,13	0,0	0,9	4,33	2,78	0,1	4,43	1,91	0,0
120*	15,02	61,80	6,44	2,69	2,57	0,32	18,9	3,31	1,24	1,42	1,18	30,74
<i>Первинний ґрунт</i>												
0-8	1,27	79,62	10,33	3,86	0,0	0,79	1,57	1,54	0,07	1,39	1,26	0,0
120*	15,02	61,80	6,44	2,69	2,57	0,32	18,9	3,31	1,24	1,42	1,18	30,74
<i>Примітивний (молодий) ґрунт</i>												
0-7	3,98	73,77	11,22	5,82	0,0	1,01	3,48	1,47	0,18	2,48	1,41	0,0
7-18	7,94	80,28	8,66	4,52	0,15	0,69	2,70	1,26	0,0	2,10	1,07	0,0
120*	15,02	61,80	6,44	2,69	2,57	0,32	18,9	3,31	1,24	1,42	1,18	30,74

120*- відомості з джерела [20]

Встановлено, що для всього ряду ініціальних ґрунтів характерне збільшення відсоткового вмісту півтораоксидів Кремнезему, сполук Алюмінію та Феруму. В незначних кількостях в ініціальних ґрунтах простежується збільшується вміст сполук Калію, Магнію та Натрію, що зумовлено процесами біологічного колообігу речовин та їхнього накопичення.

Збільшення вмісту півтораоксидів Кремнезему відбувається відповідно до еволюції ініціального ґрунту. Так мінімальне відносне збільшення діагностується в ембріональному утворенні (близько 1%), а максимальне в органогенному горизонті примітивного ґрунту (до 20%), що свідчить про надходження Кремнезему з рослинних решток, які є основним донором формування профілю ініціальних ґрунтів та частковим механічним привнесенням. Максимальне збільшення відсоткового вмісту сполук Алюмінію та Феруму діагностується у профілі ґрунтоподібного тіла, що пояснюється його формуванням під суцільним покривом листових лишайників, які здатні акумулювати ці сполуки з атмосферного повітря та води. Вплив біологічного колообігу на формування валового хімічного складу ініціальних ґрунтів підтверджується відомостями елементного складу основних ценозоформуєчих видів під якими формуються досліджувані ґрунти (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

Валовий хімічний склад (% на прожарену наважку) основних ценозоформуєчих видів

Назва виду рослин	Втрати при прожарюванні, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Листовий лишайник (<i>Parmelia saxatilis</i>)	1,45	74,91	9,04	3,83	0,64	1,98	2,07	3,79	1,93
Мох (<i>Leucobryum glaucum</i>)	3,82	62,41	14,10	7,12	1,06	5,70	4,81	4,01	2,65

В мохових асоціаціях з домінуванням леукобрію сизого (*Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angsts.), які поселяються на підготовлений листовими лишайниками субстрат, одночасно із збільшенням потужності органогенного горизонту посилюється акумуляція оксидів, особливо сполук Алюмінію та Феруму (14,10 % та 7,12 % відповідно), а натомість зменшується відсотковий вміст півтораоксидів Кремнезему (62,41 %). Слід зазначити, що в процесі біологічного колообігу та сукцесій ценозоформуєчих видів збільшується відсотковий вміст сполук Кальцію та Магнію (див. табл. 5.1).

Аналіз відомостей валового хімічного складу дозволив встановити частину елементарних ґрунтових процесів (ЕГП), які беруть участь у формування ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку. Декарбонізація ґрунтоутворної породи є передумовою для початку ембріонального ґрунтоутворення та формування ембріонального ґрунту; ферсіалітизація – процес накопичення рухомих форм Феруму, у вигляді $\text{Fe}(\text{OH})_3$ і Fe_2O_3 на фоні сіалітизації, зумовленої декарбонатизацією ($\text{SiO}_2: \text{Al}_2\text{O}_3 > 2; \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{Al}_2\text{O}_3$), яка притаманна найбільшою мірою для ґрунтоподібного тіла.

Варто зазначити, що оцінка відносного накопичення чи виносу елементів у профілі в порівнянні з породою для ініціальних ґрунтів є частково не коректною, оскільки значний вплив на відсотковий вміст елементів в досліджуваних ґрунтах має біологічний кообіг речовин, що зумовлює незалежну від геологічного колообігу акумуляцію елементів.

Для більш детальної оцінки виносу чи накопичення оксидів ініціальних ґрунтів, було використано метод елювально-акумулятивних коефіцієнтів запропонованих О. А. Роде (ЕАК): EAr – ЕАК для конкретного оксиду; EAt – загальний ЕАК всіх оксидів; EAm – ЕАК всіх оксидів, окрім оксиду свідка. Від’ємне значення всіх трьох коефіцієнтів означає втрату оксидів з n-горизонту, додатне – їхнє накопичення.

Елювіально-аккумулятивні коефіцієнти ініціальних ґрунтів

Глибина відбору зразків, см	EAr (%)								Eat	Eam
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O		
<i>Лишайник (Пармелія скельна)</i>										
0-2	76,5	16,53	295,14	53,09	-92,52	-84,41	100,00	238,75	44,73	-0,23
<i>Мох (Леукобрії сизій)</i>										
0-6	51,8	60,37	784,00	204,34	-74,14	-65,92	71,46	188,01	65,22	-0,08
<i>Ембріональне утворення</i>										
0-1	14,91	50,31	4,92	-96,99	-80,13	-84,12	5,31	1,47	-0,02	-0,05
<i>Ґрунтоподібне тіло</i>										
0-3	93,90	113,15	163,07	-78,57	-21,44	-92,46	191,81	51,40	-0,06	-0,17
<i>Первинний ґрунт</i>										
0-8	24,50	2,47	91,62	-93,55	-63,89	-95,62	24,02	17,12	-0,22	-0,59
<i>Примітивний (молодий) ґрунт</i>										
0-7	45,95	81,25	164,41	-84,57	-62,80	-87,84	46,31	0,10	-0,16	-0,42
7-18	3,52	29,35	65,99	-89,00	-70,70	-100,00	13,84	30,20	-0,23	-0,60

Для всього ряду ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта характерне накопичення оксидів Алюмінію та Феруму, також у незначній кількості накопичуються оксиди Титану, за винятком ембріонального утворення. В процесі формування профілю ґрунтоподібного тіла відзначається значне накопичення сполук Калію і Натрію, останні також присутні в примітивному (молодому) ґрунті. Загальною тенденцією, яка притаманна всьому ряду ініціальних ґрунтів є вилуговування оксидів Кальцію та Магнію, за винятком зразків ценоформуєчих видів моху та лишайнику. Загальний елювіально-аккумулятивний коефіцієнт (Eat) показує відносні втрати всіх оксидів у порівнянні із породою у всьому ряді ініціальних ґрунтів. Ця закономірність зберігається і підтверджується коефіцієнтом Eam.

Максимальними додатніми величинами EAr у профілях досліджуваних ґрунтів та в рослинних зразках характеризуються оксиди Феруму, Калію та Титану. Для лишайника (пармелія скельна) і моху (леукобрій сизий) характерна надзвичайно висока акумуляція оксидів Титану (до 784,00 %) та Натрію (238,75 %).

З метою отримання детальнішої інформації про неоднорідність валового хімічного складу мінеральної частини досліджуваних ґрунтів і виявлення диференціації їхнього профілю, нами обчислено молярні відношення різних оксидів (табл. 5.4), оскільки відомо, що молярні відношення, обчислені для генетичних горизонтів ґрунтів, вказують на співвідношення основних елементів в валовому хімічному складі ґрунту, що важливо для оцінки напряму ґрунтоутворного процесу.

Таблиця 5.4

Молярні відношення у ініціальних органогенних ґрунтах Верховинського
Вододільного хребта

Глибина відбору зразків, см	Молярні відношення					
	$SiO_2:Al_2O_3$	$SiO_2:Fe_2O_3$	$SiO_2:R_2O_3$	$Al_2O_3:Fe_2O_3$	$SiO_2:CaO$	$CaO:SiO_2$
<i>Лишайник (Пармелія скельна)</i>						
0-2	14,08	52,35	11,10	3,71	0,03	35,31
200	11,75	206,88	11,13	17,57	0,38	2,64
<i>Мох (Леукобрій сизий)</i>						
2-6	7,33	23,4	5,58	3,19	0,10	10,22
200	11,75	206,88	11,13	17,57	0,38	2,64
<i>Ембріональне утворення</i>						
0-1	11,17	33,71	8,71	3,02	19,71	0,05
120	16,31	61,11	13,03	3,75	3,04	0,32
<i>Ґрунтоподібне тіло</i>						
0-3	13,1	54,86	10,15	4,20	47,16	0,021
120	16,31	61,11	13,03	3,75	3,04	0,32

Аналіз величин молярних відношень свідчить, що досліджувані ініціальні органогенні ґрунти характеризуються як розширеними ($SiO_2 : Fe_2O_3$, $SiO_2 : CaO$) так і звуженими ($Al_2O_3 : Fe_2O_3$, $CaO : SiO_2$) показниками молярних відношень

півтораоксидів в профілі у порівнянні з ґрунтоутворюючою породою. Це свідчить про відносну акумуляцію оксидів Алюмінію, Феруму та Кальцію.

Також, для більш деталізованої характеристики втрат або накопичення речовин в ґрунтових генетичних горизонтах у порівнянні з ґрунтоутворюючою породою нами розраховано ступінь вивітриності та диференціації кори вивітрювання і ґрунту за молекулярним відношенням між рухомими (K_2O , Na_2O , CaO , MgO) і стабільним (Al_2O_3) компонентами. Вперше цей метод був запропонований Гарасовіцем, який в якості стабільного компонента для латеритних ґрунтів рекомендував використовувати Al_2O_3 [23].

Пізніше, відомий ґрунтознавець Йенні (Jenni) запропонував розраховувати і фактор вилуговування (В), який висвітлює вміст вищезазначених оксидів лужноземельних елементів в ґрунтових горизонтах відносно ґрунтоутворюючої породи. Якщо величина $B = 1$, то втрат основ немає, коли $B < 1$ – втрати; $B > 1$ їх накопичення [23, 38].

Таблиця 5.5

Фактор вилуговування ініціальних органічних ґрунтів Верховинського
Вододільного хребта

Глибина відбору зразків, см	Мольні відношення				
	$\frac{MgO+CaO+Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ (ba)	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ (ba ₁)	Фактор вилуговування $\frac{ba_{1гор.}}{ba_{1пор.}}$	$\frac{MgO+CaO}{Al_2O_3}$ (ba ₂)	Фактор вилуговування $\frac{ba_{2гор.}}{Ba_{2пор.}}$
<i>Лишайник(Пармелія скельна)</i>					
0-2	1,87	1,14	2,74	0,72	0,12
120	6,6	0,42	-	6,18	-
<i>Мох(Леукобрій сизий)</i>					
0-6	1,65	0,57	1,36	1,09	0,18

Прод. Табл. 5.5

120	6,6	0,42	-	6,18	-
<i>Ембріональне утворення</i>					
0-1	1,17	0,39	-	0,86	0,08
<i>Ґрунтоподібне тіло</i>					
0-3	1	0,34	0,64	0,66	0,1
120	7,06	0,53	-	6,53	-
<i>Первинний ґрунт</i>					
0-8	1,32	0,43	0,81	0,89	0,13
120	7,06	0,53	-	6,53	-
<i>Примітивний (молодий) ґрунт</i>					
0-7	1,73	0,59	1,1	1,14	0,17
7-18	0,82	0,35	0,65	0,48	0,07
120	7,06	0,5	-	6,53	-

Встановлено, що максимальний показник вилуговування характерний для сполук MgO та CaO у всіх досліджуваних зразках (ця тенденція актуальна і для лишайника та моху). Сполуки Na₂O+K₂O накопичуються лише в досліджених зразках лишайника та моху, по генетичному профілю ґрунту відбувається їх незначне вилуговування.

5.2 Енергетика ґрунтоутворення в ініціальних органогенних ґрунтах

Енергетичний і термодинамічний підхід при вивченні ґрунтоутворення набуває останнім часом все більшого розповсюдження, оскільки як відзначає Д. Г. Тихоненко "ґрунтогенез є складним антиентропійним біо-гео-фізикохімічним процесом екзогенного перетворення на поверхні Землі речовин та енергії, причетним до

формування з неродючої породи якісно нового, наділеного родючістю природного тіла – ґрунту" [2, 3, 9, 14, 23, 64]. Тому надзвичайно перспективним і актуальним є вивчення процесів ґрунтоутворення з енергетичної та термодинамічної точки зору, особливо якщо мова іде про ініціальне ґрунтоутворення.

Енергію кристалічної гратки і вільну енергію Гіббса Іскандеров І. Ш. (1974) пропонує обчислювати за емпіричними та напівемпіричними формулами. Розглянемо один із методів, який ґрунтується на використанні такої формули:

$$T_s = 0,074 \cdot u \cdot C_v \quad (5.1.)$$

де T_s – температура плавлення мінералу;

C_v – теплоємність;

u – енергія.

Дотримуючись формули (5.1.) для визначення енергії необхідно знати температуру плавлення мінералів. Проте більшість ґрунтових мінералів не плавиться, а спікається. Тому використання зазначеної формули дуже обмежене. А. Е. Ферсман запропонував визначати енергію кристалічних ґраток шляхом додавання енергетичних коефіцієнтів ($E_{кр}$) іонів, що входять до складу кристалу [115]:

$$E_{кр} \text{ (ккал/моль)} = 256,1 (E_{кр1} + E_{кр2} + \dots + E_{крn}) \quad (5.2.)$$

Практика показує, що формулу (5.2.) для оцінки сумарного значення термодинамічних характеристик ґрунтових об'єктів використовувати не можна оскільки елементи, що входять до їх складу, мають різні форми взаємозв'язків, переважно ковалентний, іонний та не валентні взаємодії. Для використання формул інших авторів насамперед необхідні кількісні дані про склад мінералів [115]. Враховуючи складність точного визначення мінералогічного складу ґрунтів, В. І. Волобуєв запропонував вважати мінеральну частину ґрунту сумою оксидів, а для обчислення енергії кристалічної гратки і вільної енергії Гіббса використовувати дані валового хімічного аналізу мінеральної частини ґрунту [14]. Кількість енергії

кристалічних ґраток окремих оксидів приведено у таблицях, опублікованих А. Є. Ферсманом [115]. Згідно з В. Р. Волобуєвим, енергія кристалічної ґратки – кількість енергії котру потрібно затратити для руйнування однієї грам-молекули кристалічної речовини до стану газоподібних одноатомних йонів, що безмежно віддалені один від одного [14]. Вільна енергія Гіббса – важлива термодинамічна характеристика, що визначає ту частину енергії, за рахунок якої при належних умовах може здійснюватись корисна робота. Ентропія – функція стану системи (міра незворотного розсіювання енергії) [14, 48, 68]. Якщо перемножити середній вміст оксидів у ґрунті і ґрунтотвірній породі на відповідну константу і перевести значення у систему СІ, то одержимо термодинамічні характеристики цього ґрунту і ґрунтотвірної породи. Як правило термодинамічні характеристики відносять до одиниці кількості речовини (моль) та виражають у ккал/моль, або кДж/моль. Необхідно відзначити, що для коректного співставлення величин і для можливості використання в обчисленнях даних валового аналізу, вони проводилися в кДж/г із застосуванням наступних формул:

$$Um = U \cdot M \quad (5.3.);$$

$$Gm = G \cdot M \quad (5.4.);$$

$$Sm = S \cdot M, \quad (5.5.)$$

де Um – енергія кристалічної ґратки (кДж/г);

Gm – енергія Гіббса (кДж/г);

Sm – ентропія (кДж/г);

U – енергія кристалічної ґратки (кДж/моль);

G – енергія Гіббса (кДж/моль);

S – ентропія (кДж/моль);

M – молярна маса сполуки (г/моль).

Отримані результати обрахунку енергії кристалічної ґратки, вільної енергії Гіббса та ентропії різних стадій ініціальних органоґенних ґрунтів відображено на рис. 5.1.

Показники енергії кристалічної ґратки коливаються в межах від 5463,2 кДж/г в ембріональному утворенні до 6201,5 кДж/г в первинному ґрунті. Максимальне значення показника вільної енергії Гіббса діагностовано в горизонті дернини примітивного (молодого) ґрунту – 987,2 кДж/г, а мінімальне в ембріональному утворенні – 895,4 кДж/г.

В. Р. Вільямс стверджує, що у гірській породі, для того щоб вона перетворилась у ґрунт, повинні функціонувати дві нові властивості, що лежать в основі головної ознаки ґрунту – родючості. Вона має виробити здатність до збереження та утворення запасів води, утримання та концентрування елементів живлення. Як зазначає В. А. Ковда (1973), потенційна родючість ґрунту обернено пропорційна запасу його внутрішньої енергії, яка у свою чергу успадкована від материнської породи [50, 51].

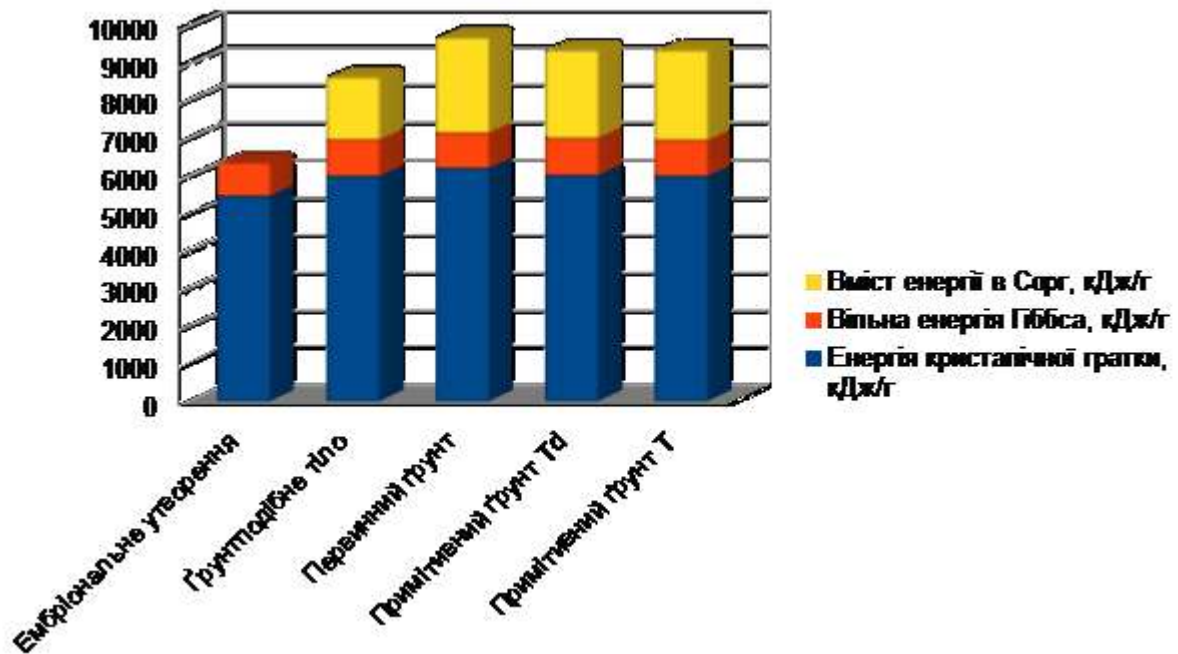


Рис. 5.1 Показники енергетичного потенціалу мінеральної частини ініціальних органоґенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат

Враховуючи, що досліджувані ґрунти є органогенними нами також було проведено розрахунки енергетичного потенціалу органічної речовини ініціальних ґрунтів.

Органічна речовина є найбільш інтегрованим продуктом ґрунтоутворення. Природа органічної речовини і її склад відображають весь комплекс впливів умов едафотопу і тих відхилень, які відбуваються в ньому внаслідок зміни визначальних чинників педогенезу. У органічній речовині акумулюється азот та адсорбуються елементи зольного живлення рослин. Вона значною мірою впливає на величину вбирної здатності, на стан структури та її водостійкості, тобто визначає фізичні та фізико-хімічні властивості едафотопів [119, 128, 151]. Крім того, органічна речовина є основним геохімічним акумулятором та головним ресурсом асимільованої сонячної енергії. Все це надає значний поштовх до вивчення природи, властивостей та енергоємності органічної речовини едафотопів. Під час дослідження едафотопів користуються великою кількістю характеристик органічних речовин. Визначають вміст та запаси гумусу, груповий та фракційний склад, вміст азоту, оптичні властивості тощо. Для узагальнюючої характеристики органічної речовини едафотопів, для систематизації даних і уніфікації діагностичних критеріїв доцільно використовувати енергетичні показники органічної складової ґрунтів. Енергетичні властивості органічної речовини ґрунту є важливими чинниками інтенсивності кругообігу речовини та трансформації енергії, крім того, ці показники свідчать про потенційну родючість ґрунтів, оскільки продуктивність ґрунтів тим вища, чим більше в них енергії, зв'язаної з ґрунтовим гумусом [71, 119, 136]. Енергоємність ґрунтів залежить від вмісту гумусу та його теплотворної здатності і багато в чому визначає продуктивність біогеоценозу. Теплотворна здатність органічної речовини формується через фракційно-групову структуру гумусових речовин і є свідченням якості енергетичних зв'язків та біотичної активності ґрунту. Фракційно-груповий розподіл енергії дозволяє визначити участь кожної фракції гумусових речовин у

формуванні енергоємності ґрунту та більш глибоко дослідити перерозподіл енергетичних ресурсів органічної речовини під впливом чинників ґрунтоутворення.

Окрім того, органічна речовина є головним геохімічним акумулятором та головним ресурсом асимільованої сонячної енергії. Гумусова оболонка Землі – „гумосфера” містить (разом з корінням та мікроорганізмами) 10^{20} ккал енергії [128]. Консервуючи сонячну енергію, органічна речовина є одним з найважливіших природних енергетичних джерел, що визначають розвиток ґрунту та формують його родючість. Питання біоенергетики та енергетики ґрунтоутворення в наш час набувають щораз більшої актуальності, що пов’язано як із загальними екологічними проблемами, так і з конкретними практичними завданнями збереження та відновлення родючості ґрунтів [2, 3, 119].

Ще 1937 р. І. В. Тюрін [114] довів можливість використання об’ємно-вагового методу кількісного визначення вуглецю та окиснювальної здатності гумусу для розрахунків запасу енергії в органічних речовинах ґрунту. Зіставлення молекулярної теплоти згорання різноманітних органічних сполук з кількістю кисню, необхідного для їхнього повного окиснення, дало змогу І. В. Тюріну зробити висновок, що на 1 г атом кисню припадає в середньому 53-54 кал. Результати визначення окиснювальної здатності гумусу можна використати під час його енергетичної характеристики з огляду на запас енергії, оскільки 1 см³ 0,2 нормального розчину окиснювача (K₂Cr₂O₇ у H₂SO₄) відповідає 5,3-5,4 кал/г. Формула для визначення запасів енергії в гумусі має такий вигляд:

$$Q = \frac{(a-b) \cdot 2,675 \cdot K \cdot 10^n}{n} \quad (5.6.)$$

де, Q – запаси енергії в гумусі, 10⁶ ккал/га;

(a-b) – кількість розчину K₂Cr₂O₇ у H₂SO₄, витраченого на окиснення гумусу, мг;

2,675 – кількість кал/г, що відповідає 1 см₃ 0,1 н розчину K₂Cr₂O₇ у H₂SO₄;

10 – коефіцієнт переведення в 10⁶ ккал/га;

K – потужність ґрунту, см;

n – наважка ґрунту, г.

Д. С. Орлов і Л. А. Грішина [26, 28, 67] значно спростили рівняння Тюріна та розширили можливості його використання. В кінцевому варіанті рівняння розрахунків набуло такого вигляду:

$$Q = d \cdot H \cdot G \cdot 2,517 \quad (5.7.)$$

де Q – запаси енергії, акумульовані гумусом ґрунту, 106 ккал/га;

2, 517 – коефіцієнт переведення в 10^6 ккал/га;

G – вміст гумусу, %;

H – потужність ґрунту, см;

d – щільність будови ґрунту, г/см³.

Оскільки, для органогенних ґрунтів відсутня сертифікована методика для визначення вмісту гумусу, до формули запропонованої Д. С. Орловим, Л. І. Гришиною було внесено зміни, а саме, показник вмісту гумусу був замінений на вміст $S_{\text{орг}}$. Розрахунки енергетичного потенціалу мінеральної та органічної складових ініціальних ґрунтів відображено в табл. 5.6. Також для оцінки напрямку і спрямованості змін енергетичного потенціалу при еволюції ініціальних органогеєних ґрунтів до фаціальних типів ґрунтів території дослідження проведено розрахунки енергетичних показників мінеральної і органічної складової в гірсько-лучно буроземному та бурому гірсько-лісовому ґрунтах (табл. 5.6).

Встановлено, що максимальні показники акумуляції енергії органічної частини ініціальних органогенних ґрунтів властиві первинному ґрунту (2552,1 кДж/г), а мінімальні ґрунтоподібному тілу (1670,8 кДж/г), що корелюється з відомостями вмісту $S_{\text{орг}}$ досліджуваних ґрунтів. Енергія кристалічної гратки ініціальних органогенних ґрунтів коливається в межах 5463,2 кДж/г в ембріональному утворенні, до 6201,5 кДж/г — в первинному ґрунті. Показник ентропії в ініціальних ґрунтах є відносно не значним, змінюється в межах 52,6 Дж/г в ембріональних утвореннях до 61,4 Дж/г в первинному ґрунті.

Таблиця 5.6

Енергетичний потенціал ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського
Вододільного хребта Українських Карпат

Глибина відбору зразків, см	Мінеральна складова			Органічна складова	
	Енергія кристалічної ґратки U_m , кДж/г	Вільна енергія Гіббса G_m , кДж/г	Ентропія S_m , кДж/г	Теплотворна здатність гумусу (Органічного Карбону), кДж/г	Вміст енергії в $S_{орг}$, кДж/г
Ембріональне утворення					
0-1	5463,2	895,4	52,6	-	-
ґрунтоподібне тіло					
0-3	5994,9	967,1	57,2	16,7	1670,8
Первинний ґрунт					
0-8	6201,5	941,9	61,4	18,9	2552,1
Примітивний (молодий) ґрунт					
0-7	6019,8	987,2	59,9	18,3	2347,5
7-18	5991,3	956,9	60,8	19,2	2409,9
Гірсько-лучно буроземний ґрунт					
H(d)	8602,4	1247,4	64,8	12,8	1305,8
Hp	8109,1	1119,9	65,3	14,1	1597,1
Ph	7902,8	1090,1	61,9	13,7	1382,0
Бурий гірсько-лісовий ґрунт					
Ho	8390,7	1199,7	66,3	13,2	1540,5
Hp	8009,1	1108,1	64,9	14,9	1391,4
Ph	7876,4	1075,4	61,1	12,3	1197,2

Аналіз результатів обрахунку енергетичного потенціалу мінеральної та органічної складової для ініціальних та фаціальних типів ґрунтів території дослідження, засвідчив підвищення показників запасів енергії мінеральної складової в фаціальних типах ґрунтів з одночасним зниженням енергетичних показників органічної складової.

Висновки до 5 розділу

1. У валовому хімічному складі ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку характерною особливістю є накопичення півтораоксидів Кремнезему (від 61,80 % - в породі, до 80,28 % - в примітивному (молодому) ґрунті) сполук Алюмінію (6,44 % - ґрунтотворна порода, 13,35 % - ґрунтоподібне тіло) та Феруму (2,69 % до 6,13 відповідно), яке зумовлене привнесення зазначених елементів з рослинного опаду та атмосферних осадків. Це підтверджується відомостями елементного складу листових лишайників та мохів, де відзначається акумуляція сполук Алюмінію (від 9,04 % - в листових лишайниках, до 14, 10 % - в мохах) та Феруму, а також Кальцію та Магнію за рахунок біологічного колообігу. Розраховані елювіально-акумулятивні коефіцієнти засвідчили загальний виніс оксидів на всіх стадіях еволюції ініціальних ґрунтів. Відомості валового хімічного складу ініціальних ґрунтів дозволили діагностувати основні ЕГП, які формують морфологічні особливості ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку. Декарбонізація ґрунтотворної породи є передумовою для початку ембріонального ґрунтоутворення та формування ембріонального ґрунту; ферсїалітизація – процес накопичення рухомих форм заліза, обумовлений декарбонізацією, який притаманний найбільшою мірою для ґрунтоподібного тіла.

2. Енергетичний потенціал ґрунтоутворення ініціальних ґрунтів за органічної та мінеральною складовою є досить високим, незважаючи на незначну потужність

генетичного профілю досліджуваних ґрунтів. Мінімальними показниками запасу органічної та мінеральної енергії характеризується ембріональні утворення (енергія кристалічної ґратки - 5463,2 кДж/г, ентропія - 52,6 Дж/г), а максимальними примітивні ґрунти (вміст енергії в гумусі - 2552,1 кДж/г, ентропія - 61,4 Дж/г, енергія кристалічної ґратки - 6201,5 кДж/г).

ВИСНОВКИ

1. Ініціальні органогенні ґрунти формуються головню на флішових породах з переважаннюм грубошаруватих пісковиків та флішах з чергуваннюм пісковиків і глинистих порід у співвідношенні один до одного. Особливості рельєфу, а саме експозиція схилу та кут нахилу поверхні (на поверхнях з нахилом понад 20⁰ формуються тільки ембріональні утворення та ґрунтоподібні тіла) прямо впливають на топужність органогенного профілю ініціального ґрунту та можливість його еволюції. Ініціальне ґрунтоутворення відбувається в умовах короткотривалого вегетаційного періоду (100-135 днів), значної тривалості снігового покриву (5-6 місяців), надлишкового зволоження (1 200 – 1 800 мм), періодично промивному типові водного режиму, високій амплітуді добових і річних (21 °С) температур, що в сукупності призводить до сповільнення процесів мінералізації та формування органогенного горизонту ініціального ґрунту на щільних пісковиках Українських Карпат.

2. Домінуючими чинниками формування ініціальних органогенних ґрунтів є біотичний та кліматичний, оскільки саме сукцесійні зміни рослинного покриву зумовлюють еволюцію ініціального ґрунту. Для кожної стадії ініціального ґрунтоутворення характерний свій ценозоформуючий вид, так ембріональні утворення представлені в основному накипними лишайниками (лепрарія (*Lepraria incana* (L.) Ach), кладонія жовто-зелена (*Cladonia ochrochlora*), леканоразаплутана (*Lecanora intricata* (Ach.) Ach), умбілікрія циліндрична (*Umbilicaria cylindrical* (L.) Delise); ґрунтоподібні тіла формуються головню під листовими лишайниками (*Parmelia saxatilis*). Наступна еволюційна стадія ініціального ґрунту, формування первинного ґрунту характеризується домінуваннюм у гірсько-лісовій зоні мохів леукобрія сизого (*Leucobryum glaucum* (Hedw.) Angstr.), а в субальпійській – політріхуму стиснутого (*Polytrichum strictum*). З поступовою еволюцією первинного ініціального ґрунту поселяються вищі угруповання, а саме

лучне різнотрав'я (тимофіївка лучна (*Phleumpretense*)), дернових злаків (біловус стиснений (*Nardusstricta*)), чагарники (чорниця звичайна (*Vacciniummyrtillus*)), брусниця звичайна (*Vacciniumvitis-ideea*), ялівець звичайний (*Juniperuscommunis*)).

3. Встановлено, що характерною особливістю морфологічної будови ініціальних ґрунтів є незначна потужність ґрунтового профілю, який складається з одного - двох (Td і T) генетичних горизонтів. Потужність горизонту оторф'янілої дернини (Td) коливається в межах 3-21 см залежно від стадії ґрунтоутворення та продуктивності рослинного біоценозу. Торфовий горизонт потужність від 5 см до 21 см, залягає безпосередньо на щільному пісковнику. Слабомінералізований торфовий горизонт темно-сірого забарвлення з бурим відтінком, органічна речовина слаборозкладена, пронизаний дрібним корінням, кількість якого зменшується у напрямку до породи. Дослідження особливостей морфологічної будови ініціальних ґрунтів (потужністю профілю, можливістю поділу на генетичні горизонти, здатність відділятися від породи) та сукцесій рослинних угруповань є основою для виділення генетичного ряду ініціальних ґрунтів: ембріональні утворення, ґрунтоподібні тіла, первинні ґрунти, примітивні (молоді) ґрунти.

4. Генеза ініціальних органогенних ґрунтів обумовлена головно локальними чинниками ґрунтоутворення, а саме кліматичним та біотичним. Ініціальні ґрунти проходять ряд послідовних еволюційних стадій, кожна з яких має свої характерні особливості та є основою для подальшої еволюції. Встановлено основні ЕГП, які беруть участь еволюційному розвитку та формуванню ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку. Декарбонізація ґрунотворної породи є передумовою для початку ембріонального ґрунтоутворення та формування ембріональних ґрунтів; ферсіалітизація – процес накопичення рухомих форм Феруму, обумовлений декарбонізацією, який притаманний найбільшою мірою для ґрунтоподібним тілам; гумусосіалітизація – перетворення мінеральної маси, під дією нейтральних і слабокислих гумусових речовин, що сприяє частковому виносу основ та

формуванню дерново-гумусового (оторфянілого) горизонту; торфоутворення, яке характерне для всіх стадій (за винятком ембріональної) та зумовлене, головню, кліматичними умовами території дослідження.

5. Встановлено, що для всього ряду ініціальних ґрунтів характерна сильноокисла реакція ґрунтового розчину (pH_{KCl} (2,0 – 4,2) pH_{H_2O} (2,9 – 5,0), яка зумовлена, в основному, сполуками Алюмінію. Весь спектр ініціальних ґрунтів сформованих у межах лісового поясу (КЛ-С) характеризується вищими показниками кислотності та вмістом сполук Алюмінію (19,0 – 25,0 ммоль-екв/ на 100 г ґрунту) в порівнянні з аналогічними ґрунтами сформованими в межах субальпійського поясу, що підтверджує теорію про домінуючий вплив біотичного чинника на генезу та формування морфологічних та фізико-хімічних властивостей ініціальних органогенних ґрунтів. Для всього еволюційного ряду ініціальних ґрунтів характерними особливостями є високий вміст органічного Карбону (35 – 41 %), максимальний вміст органічного Карбону відзначається з ґрунтоподібних тілах – 41 %, що зумовлено відносно низькими надходженнями відмерлих органічних решток з листових лишайників, які зазнають більш інтенсивного впливу процесу мінералізації та в торфовому горизонті примітивного ґрунту – 41 %, серед органічних кислот домінують фульво кислоти (58 – 71 %). Встановлено, збільшення показників ступеня розкладу і гуміфікації з кожною наступною еволюційною стадією.

6. Встановлено, що кількість бактерій в ініціальному ґрунті зростає на кожній наступній еволюційній стадії, так в ембріональному утворенні мінімальна кількість (на МПА 7650 на КАА 9845) і простежується безперервне зростання до 19871 на МПА і 21693 на КАА в примітивному (молодому) ґрунті, ця закономірність зберігається і для інших груп мікроорганізмів. Ця закономірність корелюється з фізико-хімічними властивостями досліджуваних ґрунтів, з зниженням показника кислотності та збільшенням вмісту органічного Карбону збільшується кількість ґрунтових бактерій. Виняток становить показник чисельності грибів, який

змінюється обернено пропорційно, максимальні значення в ембріональних ґрунтах 401 тис. шт. на 1 г сухого субстрату, мінімальні в примітивних (молодих) ґрунтах 194-152 тис. шт. на 1 г сухого субстрату.

7. У валовому хімічному складі ініціальних ґрунтів на різних стадіях розвитку характерною особливістю є накопичення півтораоксидів Кремнезему (від 61,80 % – в породі, до 80,28 % – в примітивному (молодому) ґрунті) сполук Алюмінію (6,44 % - ґрунтотворна порода, 13,35 % – ґрунтоподібне тіло) та Феруму (2,69 % до 6,13 відповідно), яке зумовлене привнесення зазначених елементів з рослинного опаду та атмосферних осадків. Це підтверджується відомостями елементного складу листових лишайників та мохів, де відзначається акумуляція сполук Алюмінію (від 9,04 % – в листових лишайниках, до 14, 10 % – в мохах) та Феруму, а також Кальцію та Магнію за рахунок біологічного колообігу.

8. Встановлено, що максимальні показники акумуляції енергії органічної частини ініціальних органогенних ґрунтів властиві первинному ґрунту (2552,1 кДж/г), а мінімальні ґрунтоподібному тілу (1670,8 кДж/г), що корелюється з відомостями вмісту $C_{орг}$ досліджуваних ґрунтів. Енергія кристалічної гратки ініціальних органогенних ґрунтів коливається в межах 5463,2 кДж/г — в ембріональному утворенні, до 6201,5 кДж/г — в первинному ґрунті.

Показники енергії кристалічної гратки коливаються в межах від 5463,2 кДж/г в ембріональному утворенні до 6201, 5 кДж/г в первинному ґрунті. Максимальне значення показника вільної енергії Гіббса діагностовано в горизонті дернини примітивного (молодого) ґрунту — 987,2 кДж/г, а мінімальне в ембріональному утворенні — 895,4 кДж/г.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Абакумов Е. В. Первичные почвы в природных и антропогенных экосистемах: автореф. дис. д-ра биол. наук: 03.02.13. Тольятти, 2012. 40 с.
2. Алиев С. А. Биоэнергетика органического вещества почв. Баку, 1973. 66 с.
3. Алиев С. А. Экология и энергетика биохимических процессов превращения органического вещества почв. Баку, 1978. 252 с.
4. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. Москва, 1970. 263 с.
5. Арманд А. Д., Люри Д. И., Жерихин В. В. Критические моменты в развитии почв. Анатомия кризисов. Москва, 1999. 238 с.
6. Александрова Л. Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Ленинград, 1980. 288 с.
7. Александрова Т. С. Ферментативная активность почв. *Почвоведение и агрохимия*, 1974. С. 5–69.
8. Белова Н. А. Естественные леса и степные почвы (экология, микроморфология, генезис). Днепропетровск, 1999. 348 с.
9. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Ленинград, 1956. 254 с.
10. Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почвы. Москва, 1986. 416 с.
11. Владиченский А. С. Классификация почв горных систем: история развития и современные проблемы. *Материалы всероссийской конференции «Современные почвенные классификации и проблемы их региональной адаптации»*. Владивосток, 2010. С. 7–10.
12. Возбуждая А. Е. Химия почв. Москва, 1964. 192 с.
13. Волобуев В. Р. Экология почв (очерки). Баку, 1963. 260 с.
14. Волобуев В. Р. Введение в энергетiku почвообразования. Москва, 1974. 127 с.
15. Гагарина Э. И. Литологический фактор почвообразования (на примере Северо-Запада Русской равнины). Санкт-Петербург, 2004. 260 с.

16. Гедройц К. К. Избранные научные труды. Москва, 1975. 638 с.
17. Герасимов И. П. Опыт генетической диагностики почв СССР на основе элементарных почвенных процессов. *Почвоведение*. 1975. №5. С. 3–9.
18. Герасимов И. П. Элементарные почвенные процессы для генетической классификации почв. *Почвоведение*. 1973. №5. С. 102–113.
19. Герасимов И. П. Основы почвоведения и география почв. Москва, 1960. 491 с.
20. Геренчук К. И. Природа Украинских Карпат. Львів, 1968. 267 с.
21. Глазовска М. А. Почвы Мира Москва, 1972. 231 с.
22. Гринь Г. С. Полевая диагностика почв. Учебное пособие. Харьков, 1974. 224 с.
23. Гильманов Т. Г. Интерпретация формул Докучаева и Иенни в терминах современного анализа. *Вест. Моск. ун-та. Почвоведение*, 1977. № 3. С. 53–63.
24. Горбань В. А. Екологічні властивості ґрунтів: теоретичні аспекти. *Екологія та ноосферологія*. 2007. Т. 18, № 3. С. 53–60.
25. Горбань В. А. Фізичний стан ґрунтів як екологічний фактор. *Ґрунтознавство*. 2006. Т. 7, № 3. С. 102–111.
26. Гоголев И. Н. Бурые горно-лесные почвы Советских Карпат: автореф. дис. на соискание уч. степени доктора с.-х. Наук. Москва, 1965. 40 с.
27. Горевая А. И., Орлов Д. С., Щербенко О. В. Гуминовые вещества. Київ, 1995. 304с.
28. Гришина Л. А. Система показателей гумусового состояния почв. *Проблемы почвоведения*. Москва, 1978. С. 42–47.
29. Гришина Л. А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. Москва, 1986. 242 с.
30. Дмитриев Е. А. Экологические аспекты почвенных режимов. *Почвоведение*. 1997. № 7. С. 831–839.

31. Добровольский В. В. География почв с основами почвоведения. Москва, 1968. 352 с.
32. Добровольский Г. В. Сохранение почв как незаменимого компонента биосферы: Функциональноэкологический подход. Москва, 2000. 185 с.
33. Добровольский Г. В. Экологические функции почвы. Москва, 1986. 136 с.
34. Добровольский Г. В. Экология почв. Москва, 2006. 364 с.
35. Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. Санкт-Петербург, 1899. 28 с.
36. Докучаев В. В. Избранные труды / под. ред. В. В. Плынова. Санкт-Петербург, 1949. 649 с.
37. Досин Г. Д. Кросненская зона. Тектоника Украинских Карпат. Киев, 1989. С. 80–84.
38. Иенни Г. Факторы почвообразования. Москва, 1948. 348 с.
39. Звягинцев Д. Г. Почва и микроорганизмы. Москва, 1987. 256 с.
40. Зонн С. В. Географо-генетические аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. Киев, 1989. 216 с.
41. Зонн С. В. Почва как компонент лесного биогеоценоза. *Основы лесной биогеоценологии*. Москва, 1964. С. 372–457.
42. Зонн С. В. Современные проблемы генезиса и географии почв. Москва, 1983. 168 с.
43. Зражевский А. И. Естественное возникновение лесной почвы на каменистых россыпях и способы их облесения. *Почвоведение*. 1956. № 10. С. 51–57.
44. Канивец В. И. Буроземообразование в лесных почвах Украинских Карпат. *Почвоведение*. 1991. № 4. С. 19–28.
45. Карпачевский Л. О. Лес и лесные почвы. Москва, 1981. 264 с.
46. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение. Москва, 2005. 336 с.
47. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение. Москва, 1993. 184 с.

48. Кирильчук А. А. Хімія ґрунтів. Основи теорії і практикум: навч. посібник. Львів, 2011. 354 с.
49. Кіт М. Г.. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навч. посібник. Львів, 2008. 232 с.
50. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. Москва, 1973. Кн. первая. 432 с.
51. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. Москва, 1973. Кн. вторая. 468 с.
52. Ковда В. А. Биохимия почвенного покрова. Москва, 1985. 262 с.
53. Кожевин П. А. О критериях микробной сукцессии в почве. *Микробиология*. 1980. Т. 49. Вып. 2. С. 335–342.
54. Козин В. К. Запас энергии в гумусе как критерий для бонитировки почв. *Почвоведение*, 1990. №3. С. 153–155.
55. Кононова М. М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. Москва, 1951. 392 с.
56. Кононова М. М. Органическое вещество почвы. Москва, 1963. 266 с.
57. Красильников Н. А. Микрофлора высокогорных скальных пород и азотфиксирующая ее деятельность. *Успехи совр. биологии*. 1956. Т. 41. Вып. 2. С. 177–192.
58. Мина В. Н. Методы изучения воздушного режима почв при стационарных исследованиях. *Почвоведение*. 1963. № 6. С. 48–57.
59. Мискина К. В. Почвы горных стран. Москва, 2003. 143 с.
60. Назаренко І. І. Екологічні функції гумусу. *Ґрунтознавство*. 2004. Т. 5, № 1-2. С. 5–15.
61. Назаров Г. В. Зональные особенности водопроницаемости почв СССР. Ленинград, 1970. 184 с.

62. Наконечний Ю. І. Практикум з ґрунтознавства і географії ґрунтів : навч. посібник. Львів, 2013. 374 с.
63. Національний природний парк “Синевир”. Ґрунтовий покрив. [Електронний ресурс]. Режим доступу : www.npp – synevyr.net.ua
64. Нерпин С .В., Чудновский А .Ф. Энерго- и масообмен в системе растения – почва – воздух. Ленинград, 1975. 358 с.
65. Никитин Е. Д. О биогеоценологических функциях почв. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. Почвоведение*. 1977. № 4. С. 3–8.
66. Орлов Д. С. Химия почв. Москва, 1985. 376 с.
67. Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. Москва, 1990. 325с.
68. Орлов Д. С. Химия почв : учебн. пособие. Москва, 2005. 558 с.
69. Осадчая Н. В., Осадчий В. И. Гумусовые вещества в воде днепровских водохранилищ. *Наукові праці УкрНДГМІ*. 1999. Вип. 247. С. 189–201.
70. Осадчая Н. В., Осадчий В. И. Оценка выноса растворенных органических веществ гумусовой природы со стоком р. Припять. *Труды УкрНИГМИ*. Вып. 249. 2001. С.161–177.
71. Осадча Н. В., Осадчий В. І. Стік розчинених гумусових речовин з басейну Прип'яті: розрахунок, чинники, річний розподіл. *Український географічний журнал*, №1. 2002. С. 51–57.
72. Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / под ред. В. О. Таргульяна, С. В. Горячкина. Москва, 2008. 692 с.
73. Паньків З. П., Яворська А. М. Торфово-підвісні ґрунти (Lithic Leptosol) Вододільного хребта Українських Карпат. Генеза, географія та екологія ґрунтів : зб. наук. праць міжнар. наук. семінару: [«Ґрунти і сучасність»], (Львів – Ворохта, 11 – 13 вересня 2015 р.). Львів, 2015. Вип. 5. С. 189–194.

74. Паньків З. П., Яворська А. М. Валовий хімічний склад ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Вісник Одеського національного університету, Серія : Географічні та геологічні науки*, Вип. 2(35), 2019, С. 69–79.
75. Паньків З. П., Яворська А. М. Сучасний стан вивчення ініціальних ґрунтів та ініціального ґрунтоутворення (аналітичний огляд). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, Вип. 51, 2017 (2018) , С. 267-277
76. Паньків З. П., Яворська А. М. Стадії ґрунтоутворення підвісних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. // *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, Вип. 50, 2017.
77. Петербургский А. В. Агрохимия и физиология питания растений. Москва, 1971. 335 с.
78. Позняк С. П. Картографування ґрунтового покриву : навч. посібник. Львів, 2003. 500 с
79. Позняк С. П. Ґрунтово-географічні дослідження. Понятійно-термінологічний словник. Львів, 1999. 96 с.
80. Позняк С. П., Гарбар В. В. Рензини (Rendzic Leptosols) Подільських товтр. *Наукові записки Тернопільського національного університету імені Володимира Гнатюка. Сер. геогр.* 2014. Вип. 37. С. 22–27.
81. Позняк С. П. Чинники ґрунтоутворення: навчальний посібник. Львів, 2007. 400 с.
82. Полевой определитель почв / под ред. Н. И. Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева. Киев, 1981. 320 с.
83. Польшов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. *Почвоведение*. 1945. №7. С. 327–339.
84. Полянская Л. М., Гейденберхт Д. Г., Звягинцев Д. Г. Биомасса грибов в различных типах почв. *Почвоведение*. 1995. № 5. С. 566–572.

85. Пономарева В. В. О сущности и факторах почвообразования. *Почвоведение*. 1958. № 9. С. 48–56.
86. Пономарева В. В. Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения). Ленинград, 1980. 222 с.
87. Почвоведение. Почва и почвообразование / под. ред. В. А. Ковда, Б. Г. Розанов. Москва, 1988. Ч. 1. 400 с.
88. Приходько Ф. Н. Особливості акумуляції та міграції Cs у лісових екосистемах у гірських умовах Карпат. *УкрНДІЛГА*. 2009. № 115. С. 113–119.
89. Природа Украинской ССР. Растительный мир / под. ред. Т. Л. Андриенко, О. Б. Блюм, С. П. Вассер. Киев, 1985. 208 с.
90. Природа Украинской ССР. Почвы / под. ред. Н. Б. Вернандер, Н. И. Гоголев, Д. И. Ковалишин. Київ, 1986. 216 с.
91. Природа Украинской ССР. Климат / под. ред. В. Н. Бабиченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинова. Київ, 1984. 232 с.
92. Природа Українських Карпат / під ред. К. І. Геренчука. Львів, 1968. 268 с.
93. Роде А. А. Почвоведение. Москва, 1972. 480 с.
94. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск, 1971. 92 с.
95. Роде А. А. Факторы почвообразования и почвообразовательный процесс. *Генезис почв и современные процессы почвообразования*. Москва, 1984. С. 1371–1379.
96. Роде А. А. Избранные труды. Теоретические проблемы почвоведения и вопросы генезиса почв. Москва, 2008. Т. 1. 600 с.
97. Розанов Б. Г. Генетическая морфология почв. Москва, 1975. 293 с.
98. Розанов Б. Г. Морфология почв. Москва, 1983. 320 с.
99. Семашук Р. Б., Яворська А. М. Ініціальні ґрунти – монографія. Ґрунти Львівської області / за ред. професора С. П. Позняка, Львів, 2020. С. 288–294.

100. Семашук Р. Б. Особливості формування морфогенетичних властивостей ініціальних рензинних ґрунтів. *Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр.* 2013. Вип. 44, С. 49–56.
101. Соколов И. А. Теоретические проблемы генетического почвоведения. Новосибирск, 2004. 288 с.
102. Соколовский А. Н. Почвоведение и агрохимия. Киев, 1971. 368 с.
103. Сливка Р. О. Геоморфологія Вододільно-Верховинських Карпат. Львів, 2001. 152 с.
104. Смагин А. В. Биogeоценологическое направление в почвоведении. *Почвоведение*. 1996. № 3. С. 298–309.
105. Сябрук О. П. Вплив природних та антропогенних чинників на динаміку емісії CO₂ з чорноземів в умовах Лівобережного Лісостепу України: дис. канд. с.-г. наук. Харків, 2015. 167 с.
106. Таргульян В. О. Элементарные почвообразовательные процессы. *Почвоведение*. 2005. № 12. С. 1408–1422.
107. Таргульян В. О. Некоторые теоретические проблемы почвоведение как науки о Земле. *Почвоведение*. 1986. № 12. С. 107–116.
108. Таргульян В. О. Почвообразование и элементарные почвообразовательные процессы. *Почвоведение*, 1985. №11. С. 36–45.
109. Таргульян В. О., Соколов И. А. Почва как биокосная природная система. *Почвоведение*, 1996. №1. С. 34–47.
110. Таргульян В. О., Соколов И. А. Структурный и функциональный поход к почве: почва-пам'ять и почва-момент. Математическое моделирование в экологии. Москва, 1978. С. 34–47.
111. Тейт Р. Т. Органическое вещество почвы. Москва, 1991. 400с.
112. Трускавецький Р. С. Торфові ґрунти і торфовища України. Харків, 2010. 278 с.

113. Туренко А. М. Генезис, еволюція та класифікація ґрунтів на кам'янистих розсипищах Карпатської гірської провінції. *Агрохімія і ґрунтознавство*, 1998. Ч. 2. С. 17–19.
114. Тюрин В. И. Вопросы генезиса и плодородия почв. Москва, 1966. 268 с.
115. Ферсман А. Е. *Геохимия*. Ленинград, 1934. Т. 2. С. 58–64.
116. Хлесткова Е. А. Использование некоторых показателей гумусного состояния почв в целях диагностики. *Почвоведение*. 1991. №6. С. 38–46.
117. Чернов В. А. О природе почвенной кислотности. Москва, 1947. 186 с.
118. Шпаківська І. М. Дихальний газообмін ґрунту як елемент продукційного процесу в екосистемі. Збереження та перспективи стаціонарних досліджень для збереження біорізноманіття. *Мат. конфер. присв. 40-річчю біол. стаціонару*. Львів, 1998. С. 175–177.
119. Шпаківська І. М. Режими трансформації органічного вуглецю в екосистемах Чорногори. *Науковий вісник УкрЛДТУ “Проблеми і перспективи розвитку лісового господарства”*. Львів, 1998. Вип. 9. С. 81–86.
120. Шпаківська І. М., Марискевич О. Г. Метаболічний коефіцієнт мікробних угруповань (CO₂) бурих ґрунтів у лісових екосистемах Східних Карпат. *Вісник Львівського ун-ту. Серія біологічна*. 2002. Вип. 28. С. 146–153.
121. Яворська А. М. Ініціальні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Наукові записки Тернопільського нац. пед. університету ім. В. Гнатюка, Серія: Географія*, Вип. 46, 2019, С. 60–68.
122. Яворська А. М. Кислотно-основні властивості ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Матеріали Всеук. Наук. Конф. “Ґрунтознавчо-географічна наука і практика – традиції та сьогодення”*. Одеса, 2019. С. 222–227.

123. Яворська А. М. Ініціальні органогенні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Агрохімія і ґрунтознавство. Міжвідомчий темат. наук. збірник*. Харків, 2018, С. 54–55.
124. Яворська А. М. Морфогенетичні особливості торфово-підвісних ґрунтів (LITHIC LEPTOSOL) Вододільно-Верхо-винського хребта Українських Карпат. *Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні: матеріали XVI-ої студ. наук. Конф.* Львів, 28 квітня 2015 р. С. 138–143.
125. Anderson T. N., Domsch K. N. Determination of ecophysiological maintenance carbon requirements of soil microorganisms in dormant state. *Biology and Fertility of soil*. 1985. № 1. P. 81–89.
126. Anderson T. N., Domsch K. N. Ratio of microbial biomass carbon to total organic in arable soils. *Biology and Fertility of soil*. 1989. № 4. P. 471–479.
127. Bauchus J., Pare D., Cote L. Effect of tree species, stand age and soil type on soil microbial biomass and its activity in a southern boreal forest. *Soil Biology and Biochemistry*. 1998. Vol. 230, № 8/9. P. 1077–1089.
128. Baker J. M., Baker J. M., Oshsner T. E., Venterea R. T., Griffis J. T. Tillage and soil carbon sequestration – what do we really know? *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2007. Vol. 118. P. 1–5.
129. Brozek S., Zwydak M., W. Rozanski W. Atlas Gleb Lesnych Polski. Warszawa, 2003. 423 p.
130. Chang S., Trofimow J. Microbial respiration and biomass (substrate-induced respiration) in soil of old-growth and regenerating forest on northern Vancouver Island British Columbia. *Biology and Fertility Soils*. 1996. Vol. 23, № 2. P. 145–152.
131. Chamard P., Thiery F., di Sarra A. et al. Interannual variability of atmospheric CO₂ in the Mediterranean: Measurements at the island of Lampedusa. *Tellus*, 2003. P. 83–93.
132. Dilly O. Microbial respiratory quotient during basal metabolism and after glucose amendment in soils and litter. *Soil Biology and Biochemistry*. 2001. Vol. 33, P. 77–84.

133. Friedmann E. I. Endolithic microorganisms in the Antarctic Cold desert. *Science*, 1982. Vol. 215. P. 1045–1053.
134. Gaad G. M. Geomycology: biogeochemical transformations of rocks, minerals, metals and radionuclides by fungi, bioweathering and bioremediation. *Mycological research*, 2007. № 111. P. 3–49.
135. Garsia C., Fernandes T., Costa F. Potential use of dehydrogenase activity as an index of microbial activity in degraded soils. *Commun. Soil. Sci. Plant Area*. 1997. Vol. 28, № 1-2. P. 123–134.
136. Insam H., Domsch K. H. Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of reclamation sites. *Microbial Ecology*. 1988. № 15. P. 177–188.
137. Insam H., Haselwandter K. Metabolic quotient of the soil microflora in relation to plant succession. *Oecologia*. 1989. Vol. 79. P. 174–178.
138. Jenkinson D. S. The Soil Biomass. *New Zealand Soil News*, 1977. Vol. 25. P. 213–218
139. Kieft T. L. Grazing and plant-canopy effects on semiarid soil microbial biomass and respiration. *Biology and Fertility Soils*. 1994. Vol. 18. P. 155–162.
140. Ryszkowski L., Zielinski J. Direct measurement of calorific value of soil organic matter. *Bulletin De L'Academie Polonaise des sciences. Serie des sciences biologiques*. 1974, Cl. II. Vol. XXII, №11. P. 769–773.
141. Ross J. D., Tate K. R., Feltham C. W. Microbial biomass, and C and N mineralization, in litter and mineral soil of adjacent montane ecosystems in southern beech (*Nothofagus*) forest and tussock grassland. *Soil Biology and Biochemistry*. 1996. Vol. 28, № 12. P. 1613–1620.
142. Santruchkova H., Strackraba M. On the relationship between specific respiration activity and microbial biomass in soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 1991. Vol. 23, № 6. P. 525–532.

143. Smith J. L., Halvorson J. J., Bolton H. Spatial relationships of soil microbial biomass and C and N mineralization in semi-arid shrub-steep ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry*. 1994. Vol. 26, № 9. P. 1151–1159.
144. Sparling G. P., Hart P. B., August J. A., Leslie D. M. A comparison of soil and microbial carbon, nitrogen and phosphorous contents, and macro-aggregate stability of a soil under native forest and after clearance for pastures and plantation forest. *Biology and Fertility Soils*. 1994. Vol. 17, № 2. P. 91–100.
145. Systematyka gleb Polski 2011 [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://karnet.up.wroc.pl/-kabala/SGP5_Soils.html.
146. The World Reference Base [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.fao.org/soils-portal/soil-survey/soil-classification/world-reference-base>
147. Trasar-Sereda C., Leiros C., Gil-Sotres F., Seoane S. Towards a biochemical quality index for soils: an expression relative several biological and biochemical properties. *Biology and Fertility Soils*. 1998. Vol. 26, № 2. P. 100–125.
148. Wardle D. A., Chani A. A Critique of the microbial metabolic quotient (CO_2) as a bioindicator of disturbance and ecosystem development. *Soil Biology and Biochemistry*. 1995. Vol. 27, № 12. P. 1601–1610.
149. Wardle D., Parkinson D. Interaction between microclimatic variables and the soil microbial biomass. *Biology and Fertility Soils*. 1990. № 9. P. 273–280.
150. Wardle D. A. Changes in the microbial biomass and metabolic quotient during leaf litter succession in some New Zealand forest and shrubland ecosystems. *Functional Ecology*. 1993. Vol. 3, № 7. P. 346–355.
151. Wouters V., Joergensen R. Microbial carbon turnover in beech forest soils at different stages of acidification. *Soil Biology and Biochemistry*. 1991. Vol. 23, № 9. P. 897–902.
152. Zak D. R., Grigal D. F., Gleeson S., Tilman D. Carbon and nitrogen cycling during oldfield succession: constants on plant and microbial biomass. *Biogeochemistry*. 1990. Vol. 11. P. 111–129.

153. Zelles L., Bai Q. Y., Mar. X., Rackwitz R., Winter K., Beese F. Microbial biomass, metabolic activity and nutritional status determination from fatty acid patterns and polyhydroxybutyrate in agriculturally-manmade soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 1994. Vol. 26, № 4. P. 439–446

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Статті, у яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1. Паньків З. П., Яворська А. М. Валовий хімічний склад ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Вісник Одеського національного університету. Серія: географічні та геологічні науки*. Вип. 2(35), 2019, С. 69-79. <http://visgeo.onu.edu.ua/article/view/183732>
2. Яворська А. Ініціальні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Наукові записки Тернопільського нац. пед. університету ім. В. Гнатюка. Серія: Географія*. Вип. 46, 2019, С. 60-68.
http://nbuv.gov.ua/UJRN/NZTNPUg_2019_1_11
3. Паньків З., Яворська А. Сучасний стан вивчення ініціальних ґрунтів та ініціального ґрунтоутворення (аналітичний огляд). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*. Вип. 51, 2017, С. 267-277.
<http://publications.lnu.edu.ua/bulletins/index.php/geography/article/view/8865>
4. Паньків З., Яворська А. Стадії ґрунтоутворення підвісних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Вісник Львівського університету. Серія географічна*. Вип. 50, 2017. С. 286-295.
<http://publications.lnu.edu.ua/bulletins/index.php/geography/article/view/8715>
5. Семащук Р., Яворська А. Ініціальні ґрунти – монографія “*Ґрунти Львівської області*”, за ред. професора С. П. Позняка, Львів – 2020, С. 288-294.
<https://geography.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2020/09/gruntu-lviv-collect-monography-2019.pdf>

Публікації, що засвідчують апробацію дисертації

1. Андріана Яворська Біотична активність ініціальних органогенних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Матеріали наукової*

інтернет-конференції «Горизонти ґрунтознавства» (Львів, 12 травня, 2021). С. 158-164.

2. Яворська А. М., Паньків, З. П. Діагностичні ознаки ініціальних ґрунтів Українських Карпат. *Scientific goals and purposes in XXI century*. II міжнародна науково-практична конференція, США (19-20 січня 2022 р.). С. 624-629.

3. Андріана Яворська Кисотно-основні властивості ініціальних ґрунтів Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Ґрунтознавчо-географічна наука і практика – традиції та сьогодення*: мат-ли Всеукраїнської наук. конф., присвяченої 100-річчю від народження д. с/г наук, професора І.М. Гоголева (м. Одеса, 12-13 вересня 2019 р.). Одеса : Одеський Національний Університет ім. І.І. Мечникова, 2019. С. 222-227.

4. А. М. Яворська Ініціальні органогенні ґрунти Верховинського Вододільного хребта Українських Карпат. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Міжвідомчий темат. наук. збірник. Харків, 2018. С. 54-55.

5. Андріана Яворська Морфогенетичні особливості торфово-підвісних ґрунтів (LITHIC LEPTOSOL) Вододільно-Верховинського хребта Українських Карпат. *Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні*: матеріали XVI-ої студ.наук. конф. (Львів, 28 квітня, 2015 р.). С. 138-143.

6. А. М. Яворська Торфово-підвісні ґрунти (LITHIC LEPTOSOL) Вододільного хребта Українських Карпат. *Генеза, географія та екологія ґрунтів*. Збірник наукових праць міжн. наук. сем.: “Ґрунти і Сучасність” (Львів-Ворохта, 2015 р.) С. 189-194.

Відомості про апробацію результатів дисертації

1. Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні: матеріали XVI-ої студентської наукової конференції, 28 квітня 2015 р., м. Львів, Львівський національний університет імені Івана Франка, очна участь, усна доповідь.

2. Міжнародний науковий семінар “Ґрунти і Сучасність” (Львів-Ворохта, 2015 р.), Львівський національний університет імені Івана Франка, очна участь, усна доповідь.
3. Звітна наукова конференція географічного факультету 2 лютого 2018 р., м. Львів, Львівський національний університет імені Івана Франка, очна участь, усна доповідь.
4. Всеукраїнська наукова конференція, присвячена 100-річчю від дня народження проф. І. М. Гоголева «Ґрунтознавчо-географічна наука і практика – традиції та сьогодення» 12-13 вересня 2019 р., м. Одеса, Одеський Національний Університет ім. І.І. Мечникова, заочна участь.
5. Звітна наукова конференція географічного факультету 7 лютого 2019 р., м. Львів, Львівський національний університет імені Івана Франка, очна участь, усна доповідь.
6. Звітна наукова конференція географічного факультету 7 лютого 2020 р., м. Львів, Львівський національний університет імені Івана Франка, очна участь, усна доповідь.
8. Наукова інтернет-конференція студентів і аспірантів «Горизонти ґрунтознавства», 12 травня, 2021 р., м. Львів, Львівський національний університет імені Івана Франка, дистанційна участь.
9. Звітна наукова конференція географічного факультету 4 лютого 2022 р., м. Львів, Львівський національний університет імені Івана Франка, очна участь, усна доповідь.