

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

СЕМАЩУК РОМАН БОГДАНОВИЧ

УДК 631.445.8:631.417.2(477.53)

**ІНІЦІАЛЬНЕ ГРУНТОТВОРЕННЯ ТА РЕНДЗИННІ ГРУНТИ
ЗАХІДНОГО ПОДІЛЛЯ**

11.00.05 – біогеографія та географія ґрунтів

Дисертація на здобуття наукового ступеня
кандидата географічних наук

Науковий керівник
доктор географічних наук,
доцент
Кирильчук Андрій Андрійович

Львів – 2015

ЗМІСТ

	Стор.
ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1. СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ ІНІЦІАЛЬНОГО ҐРУНТОТВОРЕННЯ	9
Висновки до першого розділу.....	23
РОЗДІЛ 2. ЧИННИКИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ	24
2.1. Геологічна будова і ґрунтоутворні породи	27
2.2. Геоморфологічні особливості	31
2.3. Гідрогеологічні умови	33
2.4. Клімат	35
2.5. Рослинність	38
2.6. Ґрунтовий покрив	40
Висновки до другого розділу.....	44
РОЗДІЛ 3. МЕТОДОЛОГІЯ І МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ	45
3.1. Методологічні засади	45
3.2. Методика лабораторного модельного дослідження	49
3.3. Вибір і характеристика модальних ділянок	50
Висновки до третього розділу.....	55
РОЗДІЛ 4. ТЕРМОДИНАМІЧНА І ЕНЕРГЕТИЧНА ОЦІНКА ПОТЕНЦІАЛУ ҐРУНТОТВОРЕННЯ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН	56
4.1. Сучасні концепції оцінки потенціалу ґрунтоутворення	56
4.2. Термодинамічні і енергетичні характеристики ініціальних рендзин	61
4.3. Енергетика гумусу ініціальних рендзин	66
Висновки до четвертого розділу.....	71
РОЗДІЛ 5. ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН ТА ПРОЦЕСИ ЙОГО ТРАНСФОРМАЦІЇ	72
5.1. Особливості валового хімічного складу	72
5.2. Оцінка процесів трансформації валового хімічного складу	80

Висновки до п'ятого розділу.....	87
РОЗДІЛ 6. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ І ВЛАСТИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН.....	88
6.1. Карбонатність і процеси знекарбоначування.....	88
6.2. Процеси формування реакції ґрунтового розчину.Кислотно основні властивості.....	99
6.3. Гумусовий стан.....	115
Висновки до шостого розділу.....	140
РОЗДІЛ 7. МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН.....	142
Висновки до сьомого розділу.....	156
ВИСНОВКИ.....	157
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	161
ДОДАТКИ.....	183

ВСТУП

Актуальність теми. Сучасний етап розвитку ґрунтознавчої науки характеризується значними успіхами у накопиченні і систематизації даних ґрунтово-хронологічного змісту для різних ґрунтово-географічних країн та регіонів. Це створює необхідні передумови для подальшого регіонального дослідження ініціального ґрунтоутворення, зокрема на елювіальній корі вивітрювання щільних карбонатних порід і виявлення головних особливостей та динаміки процесу формування морфологічної будови і функціональних властивостей ґрунтового профілю на різних етапах його онтогенетичного розвитку.

Дослідження ініціальних стадій ґрунтоутворення дозволяє відкрити багато закономірностей ґрунтогенезу загалом і, насамперед, закономірності взаємодії біологічного і геологічного кругообігу речовин, процесів розкладу і синтезу, акумуляції і виносу, балансу та енергетики ґрунтоутворення. Питання ініціального ґрунтоутворення та початкових стадій формування ґрунтів упродовж тривалого періоду вивчалися переважно на некарбонатних породах, і у цьому відношенні накопичений значний фактичний матеріал, котрий висвітлено у багатьох наукових працях (С. А. Захарова, В. А. Ковди і Б. Г. Розанова, І. М. Гоголева, Г. О. Андрущенко, В. М. Фрідланда, Л. Ю. Рейнтама, Ф. Дюшофура, В. О. Таргульяна, Є. М. Самойлової, С. П. Позняка, Д. Г. Тихоненка, Н. П. Чижикової, Є. В. Абакумова, Ю. М. Попи, Ю. М. Дмитрука та ін.). Водночас проблема початкового ґрунтоутворення на продуктах елювіогенезу щільних карбонатних порід, зокрема, дослідження характеру прояву і напрямку розвитку елементарних ґрунтоутворних процесів (або профілеформуючих процесів), а також формування морфогенетичних властивостей ініціальних ґрунтів під природними і природно-антропогенними рослинними асоціаціями у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах є актуальною та недостатньо вивченою.

Актуальність даної проблеми, її теоретичне і практичне значення, дозволило чітко виокремити об'єкт, предмет, мету, завдання та методику виконаних досліджень.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Обраний напрям дисертаційного дослідження пов'язаний з «Загальнодержавною програмою використання та охорони земель на період до 2022 року»; кафедральною 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».

Мета і завдання дослідження. *Мета роботи* - дослідити динаміку ініціального ґрунтоутворення на продуктах елювіогенези щільних карбонатних порід та особливості формування морфогенетичних властивостей рендзинних ґрунтів Західного Поділля у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах. Досягнення поставленої мети передбачає виконання наступних **завдань**:

- здійснити аналіз чинників ґрунтоутворення і встановити їхній вплив на формування рендзинних ґрунтів Західно-Подільської височинної області;
- проаналізувати сучасні проблеми вивчення динаміки процесу ініціального ґрунтоутворення, зокрема сукупної дії процесів небіологічної природи та домінуючих елементарних ґрунтоутворних процесів на початкових стадіях формування ініціальних ґрунтів;
- дослідити вплив різних літолого-геоморфогенно-фітоценотичних умов на динаміку початкових стадій ініціального ґрунтоутворення та морфогенетичні особливості рендзинних ґрунтів Західного Поділля;
- оцінити термодинамічні та енергетичні характеристики незміненої ґрунтоутворної породи, елювіальної кори звітрювання та рендзинних ґрунтів, що утворилися у різних природно-антропогенних умовах Західного Поділля;
- встановити характер прояву і напрям розвитку переважаючих елементарних ґрунтоутворних процесів і властивостей (процеси формування гумусового профілю, гумусовий стан, запаси енергії в гумусі, знекарбоначування і диференціації карбонатного профілю, процеси формування реакції ґрунтового розчину) у досліджуваних ґрунтах;
- виявити особливості валового хімічного складу та характер його трансформації у профілі ініціальних рендзинних ґрунтів;

▪ встановити особливості формування морфологічної будови генетичного профілю досліджуваних ґрунтів в залежності від характеру і напряму розвитку профілеформуючих процесів у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах.

Об'єктом дослідження є ініціальне ґрунтоутворення на продуктах елювіогенезу крейдяного мергелю та рендзинні ґрунти Західного Поділля.

Предметом дослідження – динаміка елементарних ґрунтоутворних процесів на стадії ініціального ґрунтоутворення; термодинамічні і енергетичні характеристики елювіальної кори звітрювання та ініціальних рендзинних ґрунтів; особливості валового хімічного складу досліджуваних ґрунтів та його трансформації; морфогенетичні властивості ініціальних рендзинних ґрунтів.

Методи дослідження. Дослідження та виконання поставлених завдань здійснено завдяки використанню загальнонаукових і спеціальних методів. Із загальнонаукових використовували методи: аналізу, дедукції, системний, статистики. Для вивчення ініціального ґрунтоутворення та рендзинних ґрунтів застосовували спеціальні наукові методи: порівняльно-географічний, профільно-морфологічний, порівняльно-аналітичний, картографічний і мікрокатенарний та широкий спектр лабораторно-аналітичних методів. Обробка та візуалізація аналітичних даних здійснювалася за допомогою комп'ютерного моделювання з використанням Excel і картографічного сервісу *Google Maps*.

Наукова новизна одержаних результатів: *Уперше:* досліджено особливості ініціального ґрунтоутворення та генезу рендзинних ґрунтів на продуктах елювіогенезу крейдяного мергелю під природно-антропогенними рослинними асоціаціями у межах Західного Поділля; проаналізовано термодинамічні та енергетичні характеристики незміненої ґрунтоутворної породи, елювіальної кори звітрювання та рендзинних ґрунтів, а також їхню спроможність до ґрунтоутворення і біологічного освоєння; встановлено особливості валового хімічного складу досліджуваних ґрунтів та елювіальної кори звітрювання крейдяного мергелю; досліджено груповий і фракційний склад гумусу рендзинних ґрунтів, а також встановлено його оптичну щільність та коефіцієнт колірності; обчислено і проаналізовано запаси енергії в гумусі гумусово-аккумулятивного горизонту досліджуваних ґрунтів; проведено лабораторний модельний дослід з метою встановлення інтенсивності вимивання

карбонатів з продуктів елювіогенези крейдяного мергелю атмосферними опадами у залежності від значення їхнього рН та температурного режиму; здійснено детальні дослідження анізотропності кислотно-основних властивостей генетичного профілю ініціальних рендзин у межах екотопу сосни. *Удосконалено:* теоретичні і методичні засади дослідження ініціального ґрунтотворення на продуктах елювіогенези щільних карбонатних порід та особливостей формування рендзинних ґрунтів. *Отримали подальший розвиток* дослідження стадійності розвитку генетичного профілю слаборозвинутих і короткопрофільних рендзинних ґрунтів, а також інтерпретація термодинамічних і енергетичних характеристик ініціального ґрунтотворення та рендзинних ґрунтів у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах.

Практичне значення одержаних результатів полягає у розширенні та доповненні теоретичних, а також методичних засад дослідження ініціального ґрунтотворення і рендзинних ґрунтів у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах на рівні урочища. Систематизовані і узагальнені матеріали проведених досліджень можуть бути використані для вирішення генетичних (онтогенетичних), географічних і класифікаційних проблем у межах Західного Поділля. Одержані результати пропонуються для вдосконалення класифікації і діагностики рендзин, методики ґрунтово-географічного районування та оптимізації лісо- та сільськогосподарського використання цих ґрунтів.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна робота є самостійно виконаним дослідженням, у якому викладено авторський підхід до вивчення теоретичних і методичних проблем ініціального ґрунтотворення та рендзинних ґрунтів. Дисертант безпосередньо прийняв участь у виконанні польових та лабораторно-аналітичних досліджень спрямованих на вивчення морфологічних, фізико-хімічних, хімічних властивостей досліджуваних ґрунтів. Проаналізував і узагальнив численні літературні джерела, фондові та картографічні матеріали за темою дисертації.

Апробація результатів досліджень. Основні результати наукових досліджень доповідались та обговорювались на: Міжнародній науковій конференції «XVI Докучаевские молодежные чтения. Законы почвоведения:

новые вызовы» (4-6 березня 2013 року, м. Санкт-Петербург, Росія), Міжнародній науково-практичній конференції присвяченій 130-річчю географії у Львівському університеті (16-18 травня 2013 року, м. Львів), Міжнародній науковій конференції «Актуальні проблеми генетичного, географічного, історичного, екологічного ґрунтознавства» (19-21 вересня 2013 року, м. Львів), ІХ з'їзді УТГА (30 червня-4 липня 2014 року, м. Миколаїв), Польсько-Українській науковій конференції з нагоди міжнародного року ґрунтів «Ґрунти Карпат та Передкарпаття» (10-12 травня 2015 року, Краків-Лазі, Республіка Польща), та щорічних наукових конференціях професорсько-викладацького складу Львівського національного університету імені Івана Франка.

Публікації. За результатами дисертаційної роботи опубліковано 9 наукових праць, з них 5 – у фахових виданнях, рекомендованих ДАК МОН України та зарубіжних наукових періодичних виданнях. Кількість публікацій відповідає вимогам, що встановлені для здобувачів наукового ступеня кандидата наук. Наукові праці відображають основні положення та зміст дисертації.

Структура і обсяг дисертаційної роботи. Дисертація складається зі вступу, семи розділів, висновків, списку використаних джерел (194 найменування) та додатків. Загальний обсяг дисертаційної роботи становить 185 сторінок, у т. ч. 145 сторінок основного тексту. Дисертація містить 15 таблиць, 18 рисунків, 2 додатки.

РОЗДІЛ 1. СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ ІНІЦІАЛЬНОГО ГРУНТОТВОРЕННЯ

Аналізуючи і систематизуючи наявні літературні джерела, автори звертають особливу увагу на три напрями досліджень у ґрунтознавстві, це – дослідження елементарних ґрунтових процесів (їх механізм і функціонування), дослідження первинного ґрунотворення та дослідження ґрунтів, що формуються на карбонатних породах. Адже опрацювання таких праць і синтез зібраних даних з власними даними допоможуть віднайти ключ до розуміння первинного ґрунотворення на щільних карбонатних породах та встановлення причинно-наслідкового зв'язку властивостей ініціальних рендзин, факторів ґрунотворення та елементарних ґрунтових процесів.

Вперше найбільш чітко поняття ґрунотворного процесу було сформульовано С. С. Неуструєвим в його праці «Елементи географії ґрунтів» у 1928 році. Вчений зазначав: “В різних умовах ґрунотворний процес не тільки неоднорідний, але й сам представляє собою складне явище, котре складається з елементарних процесів, окремих фізико-хімічних явищ: той чи інший ступінь розкладу мінеральної основи та органічної речовини; аеробний чи анаеробний тип розкладу; ті чи інші риси ґрунотворення; енергія та напрям вилуговування; розчинення та перенесення і т. п.” [100]. Неуструєв розробив систему процесів та явищ, що характерні для основних генетичних типів ґрунтів. Це вчення було розвинуте С. А. Захаровим.

С. А. Захаров у 1927 році виділив чотири рівні процесів: 1) Елементарні фізичні, хімічні та біологічні процеси; 2) елементарні ґрунотворні процеси, що складаються з фізичних, хімічних та біологічних процесів; 3) основні процеси, що формують окремі горизонти, та відповідальні за розподіл речовин в середині окремих горизонтів; 4) загальні процеси ґрунотворення, котрі створюють окремі типи ґрунтів.

Уточнюючи поняття про різноманіття процесів А. А. Роде (1937, 1947, 1971) об'єднав їх у три групи: 1) Процеси обміну речовиною та енергією між ґрунтом та іншими природними тілами (процеси внесення та винесення); 2) Процеси перетворення енергії та речовини в ґрунтовому тілі; 3) Процеси міграції енергії та речовини в ґрунтовому тілі. А. А. Роде стверджує, що дані процеси є універсальними для усіх ґрунтів, а їхня сукупність відображає суть ґрунтоутворного процесу.

Н. А. Караваєва, у своїй праці, відзначає, що елементарні ґрунтоутворні процеси знаходяться на проміжному рівні, між мікропроцесами та типовими процесами; їх ще називають «ознакоформуючими» та «специфічними». Автор акцентує увагу, що слово «елементарне» вказує не на простоту даних процесів, а на те, що вони являються простими елементами загального процесу типового процесу [178].

Схожу думку висловлює і О. М. Самойлова у 1991 році: «Елементарний ґрунтоутворний процес – це специфічний ґрунтовий процес найнижчого рівня, нижче якого ґрунтова специфіка втрачається та відкриваються фізичні, хімічні, біологічні та інші неспецифічні процеси.»

Тобто неспецифічні процеси беруть участь в ґрунтоутворенні через специфічні ґрунтові процеси нижчого рівня. Спираючись на це можна говорити про ґрунтоутворення, як про особливу форму руху матерії, що являє собою дещо інше, ніж проста сукупність фізичних, хімічних, біологічних закономірностей [185].

В. О. Таргульян вважає, що елементарний ґрунтоутворний процес є основою сучасних уявлень про суть ієрархії механізмів ґрунтоутворення. Ця концепція, як наголошує сам автор, дозволяє дешифрувати статистику ґрунтового профілю і давати процесну інтерпретацію наявним фактам про фактори ґрунтоутворення і властивості ґрунтів.

Отже, беручи до уваги вище викладене, доходимо до висновку, що для вивчення первинного ґрунтоутворення не достатньо простої констатації фактів

про властивості ініціальних ґрунтів та чинників ґрунтоутворення. Потрібне заглиблення на рівень процесів, відштовхуючись від властивостей.

Первинне ґрунтоутворення цікавило ґрунтознавців із самого початку зародження науки про ґрунт. Інтерес до первинних ґрунтів не ослаб протягом всієї історії ґрунтознавства. Наявність великих площ малопотужних ґрунтів на нашій планеті привело до уявлень про первинне ґрунтоутворення, як про особливу форму ґрунтоутворного процесу [117].

В. А. Ковда та Б. Г. Розанов у своїй праці «Почвоведение» дають чітке визначення поняттю процесу ґрунтоутворення: - “ґрунтоутворний процес або ж ґрунтоутворення – складний процес формування ґрунтів з гірських порід, їх розвиток, функціонування та еволюцію під впливом комплексу чинників ґрунтоутворення в природних чи антропогенних екосистемах”, зазначаючи при цьому, що первинний ґрунтоутворний процес співпадає з вивітрюванням, тобто профіль первинного ґрунту накладається на профіль кори вивітрювання гірської породи.

Хоча дані процеси відбуваються одночасно, дуже важливим є їх розділення, адже по своїй суті і в кінцевому результаті, вивітрювання гірської породи і ґрунтоутворення - принципово різні процеси. Якщо елювіальна кора це результат руйнування гірської породи, то ґрунт – результат утворення біокосного тіла.

Загалом процес ґрунтоутворення не є однорідним, кожен ґрунт проходить певні стадії свого розвитку.

Загальна схема ґрунтоутворення детально описана В. А. Ковдою та Б. Г. Розановим. Вчені виділяють наступні стадії ґрунтоутворення: первинне ґрунтоутворення, розвиток ґрунту, стан клімаксу (рівноваги), еволюція ґрунту, стан клімаксу, нова еволюція ґрунту.

А. А. Кирильчук у своїй дисертаційній роботі, пропонує уточнену схему стадій ґрунтоутворення. Так початкову стадію пропонує називати ініціальною,

стадію розвитку –перфектною стадією, стадію клімаксу – перманентною стадією, і окремо виділяє еволюційну стадію.

Описуючи початкову стадію формування ґрунту дослідники зазначають, що дана стадія триває досить довго, адже властивості, що характерні для зрілих ґрунтів не сформовані в повній мірі: ґрунтоутворення охоплює верхній шар елювіальної кори звітрювання, тому профіль ініціального ґрунту слабо виражений, виділяються горизонти НР+Р, нагромадження елементів живлення рослин дуже повільне, незначний обмін речовин та енергії. Початок ґрунтоутворення відбувається одночасно з початком функціонуванням фітоценозів, при комплексному впливі чинників ґрунтоутворення [124].

О. А. Роде та І. П. Герасимов відзначають, що на початковій стадії ґрунтоутворення відбувається сукупна дія протилежних один одному процесів небіологічної природи (розчинення-осадження, випаровування-конденсація, сорбція-десорбція, пептизація-коагуляція, зволоження-висихання, окиснення-відновлення). Ці процеси прийнято називати мікропроцесами або ж елементарними ґрунтовими процесами.

При ініціальному ґрунтоутворення ці процеси можуть відбуватися автономно. Якщо ж мікропроцеси починають синхронізовуватись і взаємодіяти, тоді це породжує процеси вищого рівня, а саме ознакоформуючі процеси. Це може бути свідченням того, що ґрунт переходить у перфектну стадію розвитку.

У первинному ґрунтоутворенні послідовно змінюють одне одного наступні групи організмів: мікрофлора – лишайники – мохи - трав'янисті і деревні рослини.

Перші мешканці повинні володіти доброю пристосованістю, адже для поверхні материнської породи характерні великі амплітуди між денними і нічними, літніми і зимовими температурами, періодична зволоженість у зв'язку з дуже низькою вологоємністю. В цих екстремальних екологічних умовах першими мешканцями є різні автотрофні мікроорганізми, котрі здатні

утворювати біомасу шляхом хемо- і фотосинтезу. Біомаса бактерій цієї стадії ґрунтотворення досить багата елементами живлення, вона має високу зольність 7-10%. В.А. Ковда (1973) висвітлює наступні дані – в сухій речовині бактеріальної тканини міститься 10-12% азоту, 2-5% фосфору, 1-2,5% калію, 0,3-0,8 магнію і кальцію, присутні також сполуки заліза, кремнезему, сірки, міді. Поглинання зольних елементів мікроорганізмами відбувається не пропорційно до вмісту цих речовин в породі, що приводить до поступового їх накопичення у поверхневій плівці. Здатність багатьох мікроорганізмів руйнувати мінерали була не однократно показана дослідями Н.П. Ремезова, Н.Н. Сушкіна, Л.Е. Новоросовим [124].

В результаті під впливом мікроорганізмів утворюється незначна кількість дрібнозему – орґано-мінерального мікробного пилу, котрий ще не являється ґрунтом, але вже являє собою субстрат для поселення більш вимогливих до умов середовища організмів. В дрібноземі з'являються аморфні форми кремнезему, гідроокиси заліза, вторинні глинисті мінерали типу монтморилоніту, бейделіту [72].

Лишайники являють собою симбіотичні організми, що являють собою симбіоз зелених чи синьо-зелених водоростей і грибів.

Серед лишайників, першими поселенцями є ендолітичні лишайники, котрі живуть в середині субстрату. За ними йдуть епілептичні лишайники, котрі вже живуть на поверхні субстрату, серед яких послідовно змінюють одне одного накипні, листуваті і кущасті.

Вплив лишайникової флори на гірські породи складний і різноманітний. Життєдіяльність лишайників суттєво прискорює вивітрювання і обумовлює виникнення більш розвиненої форми ґрунтотворного процесу, що створює значну масу дрібнозему, що володіє елементами родючості [72].

Лишайники мають сильний руйнівний вплив на первинні мінерали і всю породу. Значною мірою руйнуються роґові обманки, плагіоклази. Менше – польовий шпат і апатит. Повністю руйнується біотит, мусковіт, хлорит.

Дрібнозем, що утворюється під впливом лишайників, накопичується у тріщинах гірської породи (2-3 см).

В результаті життєдіяльності і відмирання лишайників в дрібноземі накопичується значна маса органічної речовини – 3-10%.

Процес формування примітивного лишайникового ґрунту супроводжується глибокими хімічними змінами. Мінералізація біомаси лишайника супроводжується вилуговуванням і виносом кальцію та фосфору, і накопиченням алюмінію, заліза, магнію. Накопичення даних елементів призводить до синтезу глинистих мінералів.

Разом з гумусовими кислотами глинисті мінерали обумовлюють виникнення в дрібноземі сорбційної здатності, котра не проявляється у вихідній гірській породі [124].

Первинний ґрунтовий дрібнозем під покривом лишайників формується під взаємною дією бактерій, лишайників і грибів.

Дана стадія ґрунтотворення має підготовчу роль в історії ґрунтового покриву суші.

Мохи починають з'являтися на гірських породах після того, як буде сформований відповідний шар дрібнозему в процесі ґрунтотворення під покривом лишайників. Разом з мохами у процесі ґрунтотворення продовжують брати участь лишайники, грибні мікроорганізми і бактеріальна флора. Під покривом мохів добре розвивається сформована мохова дернина потужністю до 10-20 см.

У моховому дрібноземі спостерігається збільшення кількості вторинних мінералів, сформованих у наслідок вивітрювання та ґрунтотворення. Відповідно спостерігається зменшення вмісту грубоуламкових залишків вихідної породи.

Загальна зольність мохів досягає 6-12%. При порівнянні золи мохової дернини і дрібнозему І.А. Асінгом і Є.І. Парфєнвою було виявлено, що мохи найінтенсивніше акумулюють сірку, кальцій і калій, друге місце займають фосфор і магній, третє – натрій, кремнезем та алюміній. При мінералізації мохів

відбувається винесення кальцію, калію, натрію і остаточне накопичення алюмінію, кремнезему, заліза і магнію [125].

Переважає у складі мікрофлори мохового дрібнозему бактерій зумовлює переважаюче формування у гумусі гумінових кислот. Вміст перегною у моховому дрібноземі досягає 10-40%.

Мохи формують щільну, злегка оторфовану «дернину», котра скріплює верхню частину гумусованого горизонту. Під цим покривом, що складається з живих і відмерлих рослин, а також темно зафарбованим дрібноземом, залягає малопотужний (5-10 см) шар ґрунтового дрібнозему, котрий містить невеликі уламки вихідної гірської породи і велику кількість органічних залишків. Інколи такий примітивний ґрунт має дуже інтенсивний темний або бурий колір.

Мохи, змінюючи лишайниковий покрив, підготовлюють вже відносно добре родючий субстрат для поселення на ньому вищих рослин.

Одночасно з мохами дрібноземиста мохова дернина починає заселятись трав'янистими і дерев'янистими рослинами [124].

Трав'яні біоценози поширені переважно там, де екологічні умови не сприятливі для лісів.

На даний момент на суші найбільш поширена первинна і вторинна трав'яниста рослинність і зв'язаний з нею дерновий процес ґрунтоутворення.

Трав'яні ценози в оптимальних умовах формують суцільний наземний покрив. Чим більше сприятливі умови – тим розвиненіша наземна частина трав'яних рослин [72].

Незважаючи на постійні процеси мінералізації під покривом трав'яної рослинності, в ґрунті накопичується достатньо велика кількість органічної речовини: живого, відмерлого, гуміфікованого. В результаті за декілька століть відбувається динамічне врівноваження між приходом і витратою запасів і форм органічних сполук і поживних речовин.

Трав'яна рослинність залучає у біологічний кругообіг велику кількість кисню, азоту, кремнезему, кальцію, магнію, калію, фосфору, сірки, збагачуючи ними верхні горизонти ґрунту, і формує потужні гумусові горизонти з переважанням гумінових кислот над фульво кислотами [124].

Ступінь розгалуження корневих систем у трав'яних рослин дуже велика. Загальна довжина всіх корінців у трав'янистих рослин становить: при одиночному стоянні – 70-80 км, при суцільному покриві 850-960 км.

Вміст азоту і зольних елементів в тканинах трав'яної рослинності становить в середньому 5-7%. Таким чином трав'яна рослинність втримує у своєму складі і біологічному кругообігу мільярди тон мінеральних речовин. Частина цієї маси мінеральних речовин постійно рухаються між ґрунтовими горизонтами і трав'яною рослинністю.

Трав'яниста рослинність, відмираючи і мінералізуючись, повертає в ґрунт всю масу мінеральних речовин, котру спожила за період вегетації.

Таким чином, розмір біологічного кругообігу мінеральних речовин і їх компонентів під трав'яною рослинністю є докорінно іншим аніж під дерев'янистим покривом [125].

Всюди, де суша взаємодіє з атмосферою і де поселяються рослини – утворюється ґрунт. Таким чином, ґрунт являє собою специфічну оболонку Землі, перекриваючу кору вивітрювання, літосферу. Ця оболонка отримала назву педосфера і являється фундаментом біосфери. Педосфера не однорідна. Вона відображає різні впливи чинників ґрунтоутворення. Кліматична поясність Землі визначає зональність рослинного покриву, а з ним і зональність ґрунтів. З рельєфом пов'язана висотна поясність рослин, а з нею поясність ґрунтів. Рельєф також формує навітряні гумідні і підвітряні гумідні ландшафти, що впливає на залежність ґрунтового покриву від експозиції схилів. Всі чинники безперечно впливаючи на рослинний покрив, також впливають на ґрунт, змінюючи їх властивості. Ступінь зміни ґрунту під впливом чинників ґрунтоутворення

визначається їхньою рефлекторністю (здатність відображати вплив певного чинника) і сенсорністю (чутливість до цього впливу) [124].

Питання первинного ґрунтоутворення і початкових стадій формування первинних ґрунтів висвітлено у багатьох наукових працях (І. П. Герасимов, М. А. Глазовська, 1960; А. А. Роде, 1971; В. М. 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 та ін., 2002; Ю. М. Попа, 2010 та ін.). Проте необхідно зазначити, що кількість наукових публікацій присвячених проблемі первинного ґрунтоутворення на елювії-делювії щільних карбонатних порід та вивченню особливостей формування морфо генетичних властивостей слаборозвинутих ґрунтів під впливом дерев'янистих, трав'янистих та сільськогосподарських рослинних формацій є недостатньою [2; 66; 72; 172].

В своїй праці «Русский чернозём» В. В. Докучаєв описав випадок формування ґрунту на руїнах Староладожської фортеці, котра була складена з валунів кристалічних порід зі значними домішками силурійських вапнякових плит, зв'язаних грубим вапняковим цементом. Докучаєв зазначив, що цей ґрунт сформувався на протязі 760 років на силурійських вапнякових плитах і вапняковому цементі. Має бурувато-сірий гумусово-акумулятивний горизонт потужністю 11-13 см [90].

Малевський так описує розвиток ґрунту на крейдяному мергелі: у міру вивітрювання, мергель спочатку розпадається на дрібні шматочки, що супроводжується вилуговуванням вапна. Мало по малу мергель перетворюється на землисту масу, яка в разі накопичення в ній "зотлілих органічних залишків" отримує темний, майже чорний колір.

Характеризую властивості утвореного ґрунту, Малевський пише, що він відноситься до числа родючих, але важкий для обробітку - відрізняється високою вологоємністю (може утримувати до 62% води від своєї ваги), а при висиханні утворює щільні брили.

Ґрунти, що утворюються на щільних вапняках і мергелях в Казанській, Сибірській і Пермській губерніях, описував Р. Ризположенський. Ці ґрунти він виділив в особливу групу - "мергелистих-вапняних ґрунтів".

Вперше питання про рендзини, як окремий ґрунтовий тип, було поставлене проф. Н. М. Сибірцевим.

У 1896 р Сибірцев, зазначивши, що найбільшим поширенням в Привіслянському краї характеризується група дерново-підзолистих ґрунтів, автор пише: "але не можна не звернути уваги на один своєрідний інтразональний тип, що часто зустрічається в області виходу на денну поверхню крейдяних мергелів і глинистих вапняків різного віку .. ., на так звану "Рендзину" або "боровину". Це сірий або темний ґрунт, що безпосередньо формується з продуктів вивітрювання крейди або вапняку " [183].

У журналі "Почвоведение" за 1903 Н. А. Дімо наводить опис ґрунтів, що розвинулися на виходах крейди в Саратовській губернії. Ці ґрунти носять назву серед місцевого населення – «попілухи», «попелюхи» і т. п .. Автор пише: "В даному випадку ми маємо ґрунтотворення з домінуючою участю карбонатної породи, що позначилося на морфологічних і, ймовірно, хімічних властивостях ґрунту".

І. М. Гоголев зазначав, що основною рисою для праць, присвячених дослідженню перегнійно-карбонатних ґрунтів або рендзин є недооцінка, а в більшості випадків повне ігнорування ролі біологічного чинника в ґрунтотворенні: "Дослідники констатували, що в цих ґрунтах (рендзинах), навіть в тому випадку, коли вони формуються під лісами, міститься велика кількість перегною, але розглядали його не як головну складову частину ґрунту, а як просту домішку до нього. Головна увага зверталася на карбонатність породи, як на найбільш морфологічно виражений фактор, залишаючи осторонь сам процес ґрунтотворення, сутність якого полягає в синтезі і руйнуванні органічних речовин." [76].

Надзвичайно цікавою у цьому відношенні є публікація Є. В. Абакумова і А. Н. Шелеміної (2000), присвячена вивченню ґрунтоутворення на давніх пам'ятках культури. Вивчення ґрунтоутворення на давніх пам'ятках культури мало великий інтерес ще у часи В. В. Докучаєва. Адже такі об'єкти дозволяють фіксувати процеси, котрі проходять в ґрунті за певний період часу, з відносно точним датуванням початку ґрунтоутворення [3].

Дані дослідження показали, що на стінах Копорської фортеці, котрі складені місцевими ордовіцькими вапняками, за триста років сформувались рендзини на елювії вапняку, потужністю близько 26 см. Профіль таких ґрунтів складається з таких горизонтів: Hd, H, HP. Всі горизонти характеризуються високою щепенюватістю. Для даних молодих ґрунтів характерна нейтральна і слабо лужна реакція середовища, високий вміст CO₂ карбонатів. Вміст органічних речовин у верхніх горизонтах рендзин високий (7%). По всій глибині профілю у складі гумусу переважають гумінові кислоти, котрі зв'язані з кальцієм [3].

У своїй праці «Первинні ґрунти в природних та антропогенних екосистемах» Є. В. Абакумов значно розширив уявлення про первинні ґрунти та первинне ґрунтоутворення. Так вчений відзначає, що основними процесами в первинних ґрунтах, незалежно від причин їхнього формування є процеси акумуляції та трансформації органічної речовини. Органопрофілі первинних ґрунтів багато в чому подібні між собою. В ході 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). Дуже важливим є висновок дослідника, котрий акцентує увагу на тому, що 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 -

грунти, що формуються в ході екогенетичних сукцесій і надалі розвиваються в ембріозем [2].

Заслуговує на увагу також публікація Н. П. Чижикової і І. О. Верховець (2002), у якій висвітлено результати вивчення процесів ґрунтоутворення та охарактеризовано морфо генетичні властивості слаборозвинутих ґрунтів, які сформувалися за 33 річний період на покривному суглинку під впливом функціонування дерев'янистих, трав'янистих та сільськогосподарських рослинних формацій, в умовах модельного експерименту. Так авторами було встановлено, що під кожним типом рослинних угруповань формуються профілі тонкодисперсного речовини слаборозвинених ґрунтів, що свідчать про різнонаправленість процесів ґрунтоутворення: під ялиновими і змішаними насадженнями - початкові стадії підзолоутворення; під широколистяними лісами і багаторічними травами - процес лесиважу; під сільськогосподарськими культурами – утворення та відокремлення орного горизонту [116].

У праці Ю. М. Попи (2010), визначено закономірності та надано екологічну оцінку процесів первинного ґрунтоутворення на поверхні териконів вугільних шахт Донбасу в природних умовах під впливом різних рослинних формацій. Вчений зауважує, що природно процеси первинного ґрунтоутворення на поверхні териконів вугільних шахт проходять дуже повільно і можуть бути істотно прискорені шляхом створення насаджень чагарників та дерев. Рослинний покрив доцільно створювати на поверхні відвалів без нанесення родючого ґрунту. Використання останнього може істотно скорегувати або навіть призупинити процеси ґрунтоутворення внаслідок перехоплення вологи, що надходить з атмосфери [117].

Д. В. Савельєв у своїй праці «Ґрунтоутворення в модельних екосистемах ґрунтових лізиметрів» стверджує, що за тридцятирічний період в лізиметрах сформувалися малопотужні ґрунти, морфологічно диференційовані на горизонти підстилки та мінеральні гумусоаккумулятивні горизонти, зазначаючи при цьому,

що морфологічна будова ґрунтів залежить від типу фітоценозу, під яким відбувається ґрунтоутворення.

Дуже цікавими є дослідження початкових стадій ґрунтоутворення в техногенних екосистемах Уралу Г. І. Махоніної. Авторка підсумовуючи результати своїх досліджень констатує, що в перші 200 років формування ґрунтового профілю в техногенних екосистемах ґрунти проходять стадію внутрішнього розвитку (ембріогенезу), коли фіксуються незначні кількісні зміни властивостей ґрунту, котрі ще не перейшли в якісні, що позначаються на морфології. З поселенням живих організмів на відвалах починається поступове формування ґрунтового покриву, особливості якого визначаються видовим складом рослин, мозаїчністю їх розподілу, віком, стадією розвитку фітоценозів. Так само як і в непорушених ґрунтах, на стан ґрунтового покриву впливають рельєф, склад гірських порід, час ґрунтоутворення. В цілому напрямок первинного ґрунтоутворення на відвалах відповідає зональним закономірностям. Початкові стадії постлітогенного формування зрілих зональних непорушених ґрунтів аналогічні тим, які проходять при первинному ґрунтоутворенню на відповідних породах [143].

В результаті первинного ґрунтоутворення на гірських породах формуються «ембріональні» ґрунти, «ґрунти-плівки» потужністю від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. Часто формують лише фрагментарний ґрунтовий покрив серед місць виходу гірських порід. Ці специфічні природні формування не відіграють суттєвої ролі у загальних біосферних процесах, тому й не розглядаються в категорії продуктивних земельних ресурсів. Проте важливо їх вивчати, адже вони є початковим етапом ґрунтоутворення на земній поверхні. Цілком ймовірно, вивчаючи сучасне ґрунтоутворення під літофільними організмами на щільних породах, можна в деякій мірі підійти до вивчення древнього ґрунтоутворення на суші Землі, коли тільки починалось її освоєння автотрофними організмами. Вивчення первинного ґрунтоутворення дозволяє відкрити багато закономірностей ґрунтоутворення в цілому, зокрема

закономірності взаємодії біологічного і геологічного кругообігу речовин, процесів розкладу і синтезу, процесів акумуляції і вносу, балансу ґрунтоутворення [124].

Висновки до першого розділу.

1. У продовж всієї історії ґрунтознавчої науки накопичено значну кількість матеріалів та даних, що стосуються вивчення ініціального процесу ґрунтоутворення та ініціальних ґрунтів. Водночас проблема початкового ґрунтоутворення на продуктах елювіогенези щільних карбонатних порід, зокрема, дослідження характеру прояву і напряду розвитку елементарних ґрунтоутворних процесів (або профілеформуєчих процесів), а також формування морфогенетичних властивостей ініціальних ґрунтів під природними і природно-антропогенними рослинними асоціаціями у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах є актуальною та недостатньо вивченою.
2. На сучасному етапі розвитку науки про ґрунт вирішальне значення у формуванні специфічних властивостей ґрунтів мають індивідуальні явища або ж мікропроцеси. Таким чином сутність ґрунтоутворного процесу повинна розглядатись як комплекс елементарних ґрунтових процесів.
3. Основними процесами у ініціальних ґрунтах є процеси акумуляції та трансформації органічної речовини.
4. Ініціальні ґрунти можуть розглядатись у двох онтологічних варіантах: «істинні» та «удавані».

РОЗДІЛ 2. ЧИННИКИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ

Територія досліджень (урочище Біла гора) (рис. 2.1) в адміністративному відношенні знаходиться у південно-східній частині Буського району Львівської області. Згідно з фізико-географічним районуванням (О.М. Маринич та ін., 2003) модальний полігон Біла гора розташований в межах Вороняківського природного району, що відноситься до Західно-Подільської височинної області Західно-Українського краю [142].

Загалом у межах Західно-Подільської височинної області виділяють 5 природних районів: Вороняківський, Гримайлівсько-Гусятинський, Збаразько-Смотрицький (Товтровий), Зборівсько-Теребовлянський, Чортківсько - Кам'янець-Подільський [142].

Вороняки — низькогірне пасмо на північному-заході Подільської височини, частина пасма, що в декількох місцях досягає і навіть перевищує 400 м абсолютної височини. Північний схил Вороняк стрімкий, місцями урвистий, сильно почленований ярами та балками і піднімається над прилеглою частиною Малого Полісся на 120–150 м, тоді як південний поступово знижується і переходить у Тернопільське плато [166].

Вороняки простягаються від Золочева у напрямку до Кременця смугою шириною 20-30 км. У своїй основі складені крейдяними мергелями (їх поверхня піднята піднята до 380-400 м), вершини горбів перекриті пісковиками, міоценовими пісками та третинними вапняками [142].

На заході Вороняки межують з Гологірським пасмом, ця межа проходить по р. Золочівці, на сході з Кременецькими горами, і відділяються долиною р. Іква [193].

На півночі Вороняки межують з Малим Поліссям лінією Золочів-Сасів-Білий Камінь-Підлистя-Олесько-Підгірці-Ясенів-Суходоли [62]. Що цікаво — північна межа Вороняків збігається з північною межею поширення бука [166].

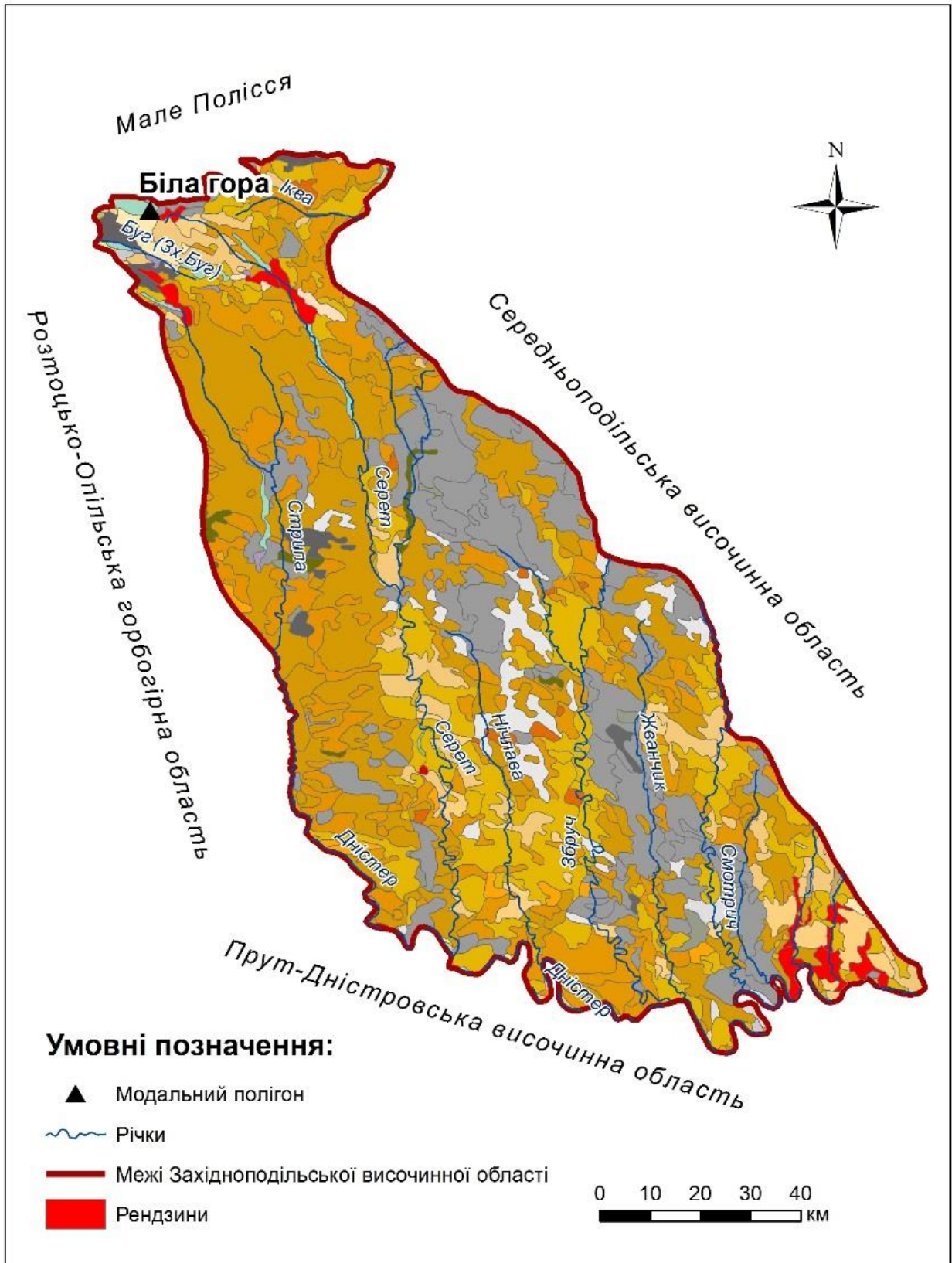


Рис. 2.1. Карта-схема просторової локалізації модального полігону у межах Західного Поділля (складена на основі карти ґрунтів Західного регіону України, 2010)

ЛЕГЕНДА

2	–	Дерново-слабо- і середньо підзолисті піщані та глинисто-піщані ґрунти
3	–	Дерново-слабопідзолисті супіщані і суглинкові ґрунти
17	–	Ясно-сірі опідзолені ґрунти
18	–	Сірі опідзолені ґрунти
19	–	Темно-сірі опідзолені ґрунти
20	–	Чорноземи опідзолені
21	–	Ясно-сірі опідзолені оглеєні ґрунти
22	–	Сірі опідзолені оглеєні ґрунти
23	–	Темно-сірі опідзолені оглеєні ґрунти
24	–	Чорноземи опідзолені оглеєні
29	–	Темно-сірі реградовані ґрунти
30	–	Чорноземи реградовані
34	–	Чорноземи неглибокі малогумусні
35	–	Чорноземи неглибокі малогумусні карбонатні
36	–	Чорноземи неглибокі малогумусні вилуговані
40	–	Чорноземи глибокі малогумусні
41	–	Чорноземи глибокі малогумусні карбонатні
42	–	Чорноземи глибокі малогумусні вилуговані
72	–	Чорноземи на щільних глинах
78	–	Чорноземи карбонатні на елювії карбонатних порід
95	–	Лучно-чорноземні ґрунти
96	–	Лучно-чорноземні карбонатні ґрунти
97	–	Лучно-чорноземні вилуговані і опідзолені ґрунти
111	–	Чорноземно-лучні ґрунти
116	–	Чорноземно-лучні вилуговані і опідзолені ґрунти
118	–	Лучні ґрунти
122	–	Лучні та дернові карбонатні глейові ґрунти
130	–	Лучні та дернові шаруваті ґрунти
131	–	Лучно-болотні ґрунти
133	–	Болотні ґрунти
138	–	Торфовища низинні
158	–	Дернові розвинені піщані і глинисто-піщані ґрунти
160	–	Піски слабо задерновані слабогумусовані і негумусовані
161	–	Дернові супіщані і суглинкові ґрунти
163	–	Дернові еродовані суглинкові ґрунти
165	–	Дернові карбонатні ґрунти на елювії щільних карбонатних порід, в тому числі
167	–	Дернові опідзолені ґрунти
181	–	Дерново-буроземні глибокі ґрунти
183	–	Дерново-буроземні оглеєні ґрунти
185	–	Дерново-буроземні опідзолені ґрунти
195	–	Зольні ґрунти

Південна межа Вороняківського пасма у рельєфі виражена не чітко, простягається від Плугова на Поморяни-Зборів-Заложці-Новий Олексинець. Інколи південну межу Вороняк проводять значно північніше, ніж зазначені пункти (від с. Плугів на Дерев'янки. Далі по долині Серету Правого до с. Маркопіль, а звідти - вздовж долини Серету Лівого) [193].

У ландшафтній структурі досліджуваного району домінуючими є подільські горбогірні пластово-ярусні височинні ландшафти, переважно покриті лесовидними суглинками, подекуди з відкритими площинним змивом карбонатними породами. У місцях, де корінні крейдяно-мергелеві породи виходять на денну поверхню, утворився значно поширений на території досліджень тип поверхневих відкладів, який являє собою елювіально-делювіальну кору вивітрювання цих порід. Це осадові породи змішаного глинисто-карбонатного складу, вміст глинистого матеріалу у яких коливається від 10 до 30%, кальциту – 35-90%. Отже, материнською на території досліджень є елювіальна кора вивітрювання відкладів верхнього відділу крейдової системи, яка представлена крейдяними мергелями [166; 76].

Підсумовуючи вище сказане варто зазначити, що Вороняківський природний район є районом давнього сільськогосподарського освоєння. Значну частину даного району займають природоохоронні території .

2.1. Геологічна Будова

Згідно з тектонічним районуванням території України Воро горбогір'я розташоване в південно-західній частині Східноєвропейської платформи, у західній частині геоструктурної області Волино-Подільської плити [61].

Гологоро-Кременецький глибинний розлом розділяє два блоки Волино-Подільської плити - Північний і Південний - межа між якими припадає на височини Гологірського пасма, Вороняків, та Кременецьких гір. У геологічній будові території досліджень беруть участь осадові породи верхнього протерозою, палеозою, мезозою і кайнозою, які залягають на докембрійському кристалічному фундаменті Українського кристалічного щита. Стратиграфію

порід Волино-Подільської плити вивчено за свердловинами поблизу населених пунктів Олесько, Броди та описано в працях В.Г. Бондарчука (1947, 1959, 1963), П.К. Заморія (1961), Є.М. Лазька (1975), А.Б. Богуцького (1963, 1966) та ін. [22].

Кристалічні породи на території досліджень залягають на значній глибині і не виходять на поверхню. Докембрійський фундамент складається з гранітів та інших магматичних та метаморфічних утворень. Поверхня фундаменту нахилена зі сходу на захід. Кристалічний фундамент розчленований низкою регіональних розломів [22].

Вище лежачі відклади представлені морськими та лагунно-морськими відкладами середнього та верхнього міоцену, складають теригенно-евапорито-карбонатну формацію (Бондарчук, 1983 р.).

На кристалічних породах архейсько-середньопротерозойського віку залягає товща слабкометаморфізованих відкладів верхнього протерозою, представлених польською, волинською та валдайською серіями [166].

Протерозойські відклади перекривають осадові породи палеозойської групи. Тут переважають алевроліти, аргіліти, пісковики, мергелі, вапняки, глинисті сланці [22].

Палеозойська товща перекрита мезозоєм (відкладами юри та крейди). Юрська система представлена пісковиками, доломітами, оолітовими вапняками. Потужність становить до 500 м [61].

Крейдова система представлена сеноманським, туронським, коньякським, сантонським і сенонським ярусами. Починаючи з сантонського віку, море поступово звільняє територію Волино-Поділля, тому породи сантону мають дуже незначне поширення (мергелі, мергелисті пісковики, глиниста крейда) і відслонюються на схилах Вороняк. Крейдова поверхня сильно розчленована, складається з куполоподібних горбів, розділених долиноподібними зниженнями.

Відклади палеогену мають незначне поширення. У них переважають зелені кварцово-глауконітові піски, рідше пісковики та мергелі потужністю до 12 м, які залягають на розмитій поверхні крейди.

Неогенові відклади належать до середнього та верхнього міоцену. Залягають переважно на крейдовій поверхні, та перекриваються породами четвертинного віку. Загальна потужність товщі неогену перевищує 100 м [22].

Четвертинні відклади утворюють майже суцільний покрив потужністю 20-25 м і більше. Їх немає лише на крутих денудаційних ділянках схилів горбогір'я. Відклади належать до різних генетичних типів і дуже строкаті за літологічним складом. За віком утворення їх поділяють на нижньо-, середньо-, верхньоплейстоценові та голоценові [22].

У середно-верхньоплейстоценових відкладах переважають лесоподібні породи, які на значних просторах вкривають вододіли і привододільні схили Гологоро-Кременецького горбогір'я, вони залягають на більш давних породах (крейді, мергелях, вапняках, пісковиках тощо). За генезою лесоподібні породи належать до елювіально-делювіальних, делювіальних пролювіальних типів [99; 167].

Найпоширенішими породами, що виходять на денну поверхню, є верхньокрейдяні мергелі сірувато-білого кольору, які мають місцеву назву «опоки» [69].

У місцях, де корінні крейдяно-мергелеві породи виходять на денну поверхню, утворився значно поширений на території досліджень тип поверхневих відкладів, який являє собою елювіально-делювіальну кору вивітрювання цих порід. Вона представлена важкими кальцитовими суглинками і глинами білого, жовтувато-білого та сірого кольорів, елювієм щільних карбонатних порід у вигляді детритусу крейдяного мергелю, крейди та ін. [114].

Переважаючою материнською породою на території досліджень є елювіальна кора вивітрювання відкладів верхнього відділу крейдової системи, яка представлена крейдяними мергелями. Це осадові породи змішаного глинисто-карбонатного складу, вміст глинистого матеріалу у яких коливається від 10 до 30% , кальциту – 35-90%. Головними глинистими компонентами цих порід є гідрослюди і монтморилоніт [75].

Петрографічний склад таких порід характеризується масивною землястою та пелітовою структурою. Порода складається із тонко дисперсного карбонату і пелітових глинистих частинок. Серед маси породи зрідка трапляються сферичної форми вкраплення кальциту. Кварц у породі не виявлений [76].

Мінералогічний склад продуктів елювіогенези крейдяного мергелю, який встановлено за допомогою термічного аналізу залишку крейдяного мергелю нерозчинного в соляній кислоті, вказує на наявність у ньому мінералів монтморилонітової групи типу бейделіт [76].

За І.М. Гоголевим, продукти вивітрювання крейдяного мергелю характеризуються мулуватого-важкоглинистим складом із переважанням тонкопилуватої (0,005-0,001 мм) і мулистої (<0,001 мм) фракцій, а також відсутністю або незначним вмістом частинок діаметром 1-0,25 мм та 1,25-0,05 мм [76].

Значний вміст глинистого матеріалу (10-15%) у складі залишку крейдяного мергелю нерозчинного у 0,05n HCl свідчить про високу вологоємність цих порід, що виражається у їхній властивості швидко вбирати воду і втрачати при цьому вихідну щільність і твердість [75].

Аналіз літературних джерел показує, що крейдяні мергелі мають досить значну щільність будови – в середньому 1,5-2,8 г/см³, щільність твердої фази становить 2,70 г/см³, відносно низьку шпаруватість, яка коливається в широких межах від 35 до 5% [167].

Встановлено, що у верхній частині породи (5-10 см і більше) крейдяний мергель дуже пом'якшений в результаті періодичного зволоження поверхневими водами. Це відносно пухка маса, яка складається з невеликих, переважно від 1-3 до 5-7 см, уламків, досить щільних, з чітко вираженими гранями, тріщини між якими заповнені аморфними продуктами елювіогенези. З глибиною щільність і розмір уламків крейдяного мергелю зростає [115].

Тріщинуватість крейдяних мергелів і значна їх вологоємність зумовлюють несприятливий водний режим ґрунтів, які на них утворилися. Більшість поверхневих вод, які просочуються через ґрунтові горизонти, досить швидко

провалюються по тріщинах породи і безповоротно втрачаються для рослин, поповнюючи підземні води [114].

Це зумовило формування відносно малопотужного профілю цих ґрунтів, наявність на поверхні і в профілі ґрунтів значної кількості уламків продуктів елювіогенези крейдяного мергелю, нестійкий водний режим та формування відносно несприятливих фізичних і фізико-хімічних їх властивостей [111].

2.2 Геоморфологічні особливості

Рельєф серед низки чинників ґрунтоутворення займає особливе місце. Він не є матеріальним донором речовини - він виконує роль ретранслятора, що перерозподіляє речовини й енергію відповідно до форм рельєфу. Рельєф є тільки геометричною поверхнею, відповідно до характеристик якої відбувається розподіл продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення під дією води і/або сили тяжіння [156].

Згідно з геоморфологічним районуванням України територія досліджень розташована в межах геоморфологічного району Гологоро-Кременецької структурно-ерозійної височини, підобласті Подільської височини, області Волино-Подільської височини, провінції полігенної рівнини України [196].

Вивченню геоморфологічної будови Подільської височини присвячені праці І. Смоленського (1911), А. Ціргофера (1927), Г. Ф. Мірчинка (1936), В. Г. Бондарчука (1949), К. І. Геренчука (1950), Ю.Л. Грубріна (1961), П.М. Циця (1951, 1955, 1962) [22; 166].

Гене́за Вороняківського природного району, суперечлива, тому що існує декілька гіпотез походження північного уступу Поділля. Згідно з гляціальною гіпотезою (Н. Ломницький) “ подільський уступ ” має екзараційно-гляціальне походження. Деякі вчені пов’язували його утворення з річковою ерозією. І. Смоленський розглядав його як куесту, утворену внаслідок ерозії субсеквентних притоків ріки, що у пліоценовий час текла на південь. К.І. Геренчук також вважав горбогір’я “ платформенною куестою ”. В. Тейсер, Г.Ф. Добринін розвивали погляди про тектонічне походження уступу [166].

Неспроможність перелічених гіпотез пояснити походження Гологоро-Кременецького горбогір'я відзначив А. Ціргофер (1927) на підставі результатів аналізу ізогіпси верхньокрейдової поверхні. Поверхню крейдових відкладень характеризують різною амплітудою розчленування та коливання абсолютних висот від 280-400м [62].

Більшість учених схиляється до тектоніко-денудаційної теорії походження уступу. Новітні рухи в Гологоро-Кременецькій зоні (середній сармат-пізній пліоцен) створили передумови для формування Північноподільського уступу, приуроченого до палеогенового вододілу. Водночас, палеогеновий вододіл успадкував підняття палеозойського фундаменту. Тектонічні підняття в області Південної Волині та Малого Полісся у сарматський та верхньопліоценовий час спричинили інтенсивно-регресивну ерозію рік басейнів Західного Бугу та Прип'яті. Перехоплюючи верхів'я подільських рік, вони руйнували міоценові відклади Побужжя та "відсували" після міоценовий вододіл на південь. У такий спосіб Гологоро-Кременецький уступ зафіксував передтортонський вододіл. Так, сучасна форма пасма зумовлена денудаційними процесами, однак їхня локалізація у цій смузі пов'язана з тектонічними причинами [166].

Крутий високий уступ Подільської височини є одночасно Чорноморсько-Балтійським вододілом, що посилює ерозійну роботу численних річок і струмків, які живлять верхів'я рік Західного бугу та Стиру [193].

Вороняки (за новим районуванням – належить до Західно-Подільської височинної області) простягається на схід від Золочівської улоговини. Це структурно-денудаційна сильно розчленована височина з абсолютними висотами 350-400м. Зберігаючи загальні риси рельєфу Гологірського пасма, Вороняки мають також деякі чуттєві відмінності. По-перше, тут дещо менші абсолютні висоти. По-друге, північний край Вороняк набагато більше розчленований глибокими "затоками". До таких понижень належать Колтівська улоговина, де бере початок р. Західний Буг; Пеняківська прохідна долина, по якій тече р. Луг басейну Дністра; Пониквянська долина з витоками р. Стир.

Улоговини розділяють Вороняки на низку масивів: Зозулівський, Олеський, Ясенівський, Боратинський [166].

Вздовж південно-західної та північно західної межі кряжа розташовані останцеві гори. Останці мають вигляд плосковерхих вершин, обмежених прямими або східчастими крутими схилами [62].

Загалом Західне Поділля вирізняють густою гідрографічною мережею. Крім річок і потоків, тут поширені численні глибокі балки, які розчленовують височину в усіх напрямках. Балки, зазвичай, глибокі, їхні схили вкриті делювієм, з-під якого місцями виступають вапнякові скелі різного віку. Верхів'я балок заокруглені, циркоподібні, з крутими схилами. Днища балок добре вироблені, часто заболочені [122].

2.3 Гідрогеологічні умови

Згідно з гідрогеологічним районуванням України територія Вороняківського пасма розташована в межах Волино-Подільського артезіанського басейну, в гідрогеологічних районах II порядку Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської западини [70].

Водоносні горизонти пов'язані як з осадовими, так і з кристалічними породами. Найпоширенішими є тріщинні води у верхньопротерозойських, кембрійських, девонських, кам'яновугільних та верхньокрейдових відкладах [70]. Порово-пластові води у сеноманських, сармат-тортонських і антропогенових відкладах менш поширені. Місцями між підземними водами різних водоносних горизонтів є гідравлічний зв'язок, унаслідок чого утворюються спільні водоносні комплекси [70].

Найпоширенішими на території дослідження є води мергельно-крейдових відкладів сенон-турону. Сеноно-туронські відклади залягають майже горизонтально, з невеликим нахилом на захід та південний захід. У цьому ж напрямі збільшується і потужність товщі. Водоносність мергельно-крейдової товщі зумовлена тріщинуватістю та закарстованістю порід. Зону найбільшої тріщинуватості простежують до глибини 80-100 м. Ступінь тріщинуватості у

вертикальному та горизонтальному напрямках дуже мінливий. Найбільша тріщинуватість спостерігається у межах річкових долин та глибоких балок, сприятливих для формування та промивання тріщин. Потужність зони тріщинуватості в товщі туронської крейди менша, ніж у мергелях сенону (не перевищує 50-70 м). Води сенон-туронських відкладів переважно напірні, величина напорів не перевищує 40 м. Головний напрямок руху підземних вод - від вододілів до долин рік Західний Буг, Горинь [167].

Водозабезпеченість сенон-туронських відкладів дуже різноманітна. Питомі дебіти свердловин і джерел змінюються від тисячних часток до 3,6 л/с. Найбільш водозбагачені ділянки з розвинутою річковою та ярково-балковою мережею. Витрати свердловин та джерел у середньому становлять тут 2-5 л/с [70].

Живлення водоносних горизонтів верхньої крейди інфільтраційне. За хімічним складом води мергельно-крейдової товщі гідрокарбонатні, кальцієві. Їх мінералізація не перевищує 1 г/л [70].

Під мергельно-крейдовою товщею сенон-туронських порід залягають сеноманські кварцово-глауконітові піски з включеннями кременю. Води сеноманських відкладів напірні, величина напорів - 10-15 м. Живлення вод - інфільтраційне. За хімічним складом підземні води у породах сеноманського ярусу гідрокарбонатні кальцієві та кальцієво-магнієві [167].

Неогенові породи містять напірні та слабонапірні води, які гідравлічно пов'язані між собою. Товща сармат-тортонських тріщинуватих вапняків, піщано-глинистих та глинисто-мергелистих порід містить окремі не витримані на великих площах водоносні горизонти. Глибина їхнього залягання - 7-14 м. Живиться Водоносний комплекс неогенових відкладів за допомогою інфільтрації атмосферних опадів. Води переважно слабомінералізовані, гідрокарбонатно-кальцієві [70].

Підземні води антропогенових відкладів - це ґрунтові води неглибокого залягання. Вони представлені різними генетичними типами - алювіальними, делювіальними, болотними [70].

Водовмісні делювіальні суглинки з лінзами дрібнозернистих пісків і супісків розвинуті на схилах балок. Вони практично бузводні та мають обмежене поширення [167].

Живляться водоносні горизонти за допомогою безпосередньої інфільтрації атмосферних опадів. Дренуються ґрунтові води антропогенових відкладів річковою та ярково-балковою мережею. За хімічним складом це гідрокарбонатно-кальцієві або кальцієво-магнієві води. Загальна мінералізація вод антропогенових відкладів змінюється від 0,1 до 0,6 г/л [70].

Завдяки високому рівню залягання ґрунтові води інтенсивно впливають на процеси ґрунтоутворення.

2.4 Клімат

Згідно з агрокліматичним районуванням України територія досліджень належить до вологої помірно теплої зони, підзони достатнього зволоження [168]. Клімат досліджуваної території помірноконтинентальний з чітко вираженими сезонами року.

Вороняки одержують до 163,3 ккал/см² сумарної радіації за рік. За розрахунковими даними М.С. Андріанова дійсна сумарна радіація становить лише 60% від можливої. Така різниця між можливою і дійсною сумарною радіацією зумовлена значною хмарністю над територією області протягом року. Налічується лише 50 ясних днів протягом року і майже 150 похмурих, коли небо повністю вкрите хмарами; решта 150 днів року відзначається перемінною хмарністю [166].

Радіаційний баланс в цілому за рік додатний і становить понад 40 ккал/см². Тільки чотири місяці (листопад, грудень, січень і лютий) мають від'ємні значення радіаційного балансу [166].

Атмосферна циркуляція Західного Поділля проявляється у зміні протягом року морських атлантичних, арктичних та континентальних повітряних мас. [121].

Панівним на території досліджень є повітря помірних широт. В усі пори року спостерігається морське полярне повітря, яке взимку приносить похмуру з

туманами погоду, викликає відлиги, а влітку — нестійку холодну погоду зі зливами, грозами. Континентальне полярне повітря зустрічається найчастіше влітку та навесні й пов'язане з трансформацією морського полярного повітря [166].

З атмосферною циркуляцією тісно пов'язаний вітровий режим. Переважають вітри західних румбів: у зимовий період — західні та південно-західні, влітку — західні та північно-західні.

Середня річна швидкість вітру в становить лише 4 м/сек. На території найчастіше повторюються слабкі та помірні вітри, швидкість яких становить 0—5 м/сек (70—90% за рік). Вітер зі швидкістю 0—1 м/сек найчастіше повторюється влітку, зі швидкістю 2—3 м/сек однаково протягом року, а зі швидкістю 4—5 м/сек — взимку. У холодну пору бувають вітри зі швидкістю 6—10 м/сек. Швидкості більші, ніж 10 м/сек, спостерігаються в області рідко [166].

Теплові ресурси поверхні виражаються тепловим балансом, до якого, крім радіаційного балансу, належить кількість тепла, що витрачається на випаровування, на турбулентний теплообмін між поверхнею Землі й атмосферою та на теплообмін у ґрунті.

Усього за рік в області випаровується 560 мм вологи, на що витрачається понад 30 ккал/см² тепла. На турбулентний теплообмін витрачається лише 9 ккал/см². Отже, основна кількість тепла витрачається на випаровування [166].

Середньорічна температура становить 7,0-8,1 °С. Найтеплішим місяцем року є липень, середня температура становить +17,3-18,6 °С. Найнижчі температури спостерігаються у січні (-3,2 - -4,7 °С). Річне коливання температур становить 23 °С [121].

Перехід температури повітря вище 0 °С відбувається у першій декаді березня, зворотній перехід можемо спостерігати у третій декаді листопада. Кількість днів з температурами вище 0 становить 262. Заморозки починаються у першій половині жовтня, останні - друга половина квітня. Вегетаційний період починається в останню декаду квітня і триває до початку жовтня [5].

Глибина промерзання ґрунту в зимовий період становить в середньому 36 см. Відтак ініціальні, слаборозвинуті такороткопрофільні рендзини промерзають на всю потужність профілю.

Середня багаторічна сума опадів становить 572-705 мм. Найбільше опадів випадає у червні та липні - 85-106 та 88-106 відповідно, найменше - у лютому (22-28 мм).

Отже, Вороняківському природному району притаманний помірно теплий клімат атлантичного типу з м'якою зимою та помірно теплим літом.

Таблиця 2.1

Кліматичні показники Західного Поділля (*Кінаш, Бурнаєв, 2001*)

Метеостанція	Місяці												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
	Середньомісячна температура повітря, °C												
Золочів	-4,4	-3,2	1,1	7,4	13,7	16,2	18,0	17,0	13,0	8,2	2,3	-2,0	7,3
Тернопіль	-4,7	-3,3	1,2	7,6	13,4	16,0	17,3	17,0	12,9	7,5	1,7	-2,3	7,0
Кам'янець-Подільський	-3,2	-2,3	2,5	8,6	14,5	17,5	18,6	18,2	13,8	8,4	2,2	-1,6	8,1
	Абсолютний мінімум температури повітря, °C												
Тернопіль	-25,4	-26,1	-18,5	-4,0	-1,0	2,6	6,1	3,6	-1,2	-7,9	-13,7	-20,6	-26,1
Кам'янець-Подільський	-27,5	-26,1	-20,7	-5,0	-1,4	2,7	5,6	3,3	-1,8	-8,4	-16,5	-20,1	-27,5
	Абсолютний максимум температури повітря, °C												
Тернопіль	8,4	14,4	17,8	23,6	28,3	30,3	31,6	32,8	29,5	25,6	14,5	10,2	32,8
Кам'янець-Подільський	10,7	17,3	20,2	25,4	29,5	31,1	33,9	34,3	30,9	27,3	15,5	11,6	34,3
	Середня температура поверхні ґрунту, °C												
Тернопіль	-5,3	-3,6	9,0	8,2	16,1	19,5	20,9	19,9	14,5	7,7	2,0	-2,8	8,8
Кам'янець-Подільський	-5,1	-3,8	2,5	10,2	18,6	22,1	23,4	21,9	15,4	7,9	1,3	-3,1	9,3
	Сума опадів, мм												
Золочів	30	28	39	53	74	106	106	84	58	47	44	36	705
Тернопіль	28	28	27	42	61	85	87	73	45	46	38	30	590
Кам'янець-Подільський	23	22	24	47	66	88	88	65	55	37	30	27	572

2.5 Рослинність

Ґрунти формуються за участю всіх чотирьох царств живих організмів: рослин, тварин, грибів та мікроорганізмів. На різних етапах процесу ґрунтотворення їхня участь може бути різною. В первинному процесі ґрунтотворення провідну роль відіграють мікроорганізми і нижчі рослини. На подальших етапах розвитку ґрунтів усе більшого значення набувають вищі синтезуючі рослини [156].

За геоботанічним районуванням України територія досліджень належить до Гологоро-Вороняківського району, Кременецько-Хотинського округу, Західноукраїнської підпровінції, Східноєвропейської провінції, Європейської широколистяно-лісової області [58].

Гологоро-Вороняківський геоботанічний район букових лісів займає вузьку смугу, витягнуту з південного-заходу від м. Львова на північний схід до верхів'я р. Ікви, де межує з іншим районом [170].

У флористичному складі рослинного покриву досліджуваної території поєднуються бореальні (сосна звичайна (*Pinus sylvestris* L.)), брусниця (*Rhodococcum vitis idea*), неморальні (бук звичайний (*Fagus sylvatica*), дуб (*Quercus robur*), граб звичайний (*Carpinus betulus*)), гірські та степові. У складі флори зустрічається багато ендемічних (шавлія кременецька (*Salvia cremenensis*), цибуля волинська (*Allium volhynium*), самосил передгірний (*Teuclium praemontanum*)) та реліктових видів (осока низька (*Carex humilis*), черевички зозулині (*Surgipedium calceosum*)) [156].

Гологоро-Вороняківський район є порівняно менш розораним, ніж решта. Ліси на його території займають близько 35 % усієї площі. Кілька відсотків займають луки та степи. Болота мало поширені, трапляються в заплавах річок і належать до евтрофних трав'яних [58].

У розміщені лісів є чітко виражена висотна закономірність: найбільш підвищені ділянки займають букові ліси, нижче поширені дубово-грабові і грабові, біля підніжжя схилів дубові ліси [56].

Серед лісів найпоширенішими є букові. Пов'язані вони зі світло-сірими, сірими та темно сірими опідзоленими ґрунтами на лесі або мергелях та представлені асоціаціями букових лісів - волосистоосокового (*Fagetum caricosum (pilosae)*), маренкового (*F. asperalosum*), яглицевого (*F. aegopodiosum*). Характерною рисою цих лісів є наявність у їх флористичному складі карпатських гірських елементів (астрація велика (*Astrantia major* L.), аконіт молдавський (*Aconitum moldavicum* Hacq)). В декількох місцях Вороняківського пасма трапляються рідкісні для України сосново-букові ліси, представлені асоціацією сосново-букового лісу чорницевого (*Pineto-Fagetum myrtillosum*) [58].

Чагарниками зайняті відносно незначні площі та представлені формаціями вишні степової (*Ceraseta fruticosae*), таволги середньої (*Spireaeta mediae*), терну колючого (*Pruneta spinosae*) [56].

Луки трапляються в заплавах річок і на схилах горбів різної експозиції. Певажають серед них справжні, переважно лучнокострицеві, звичайномітлицеві, пустищні та остепнені луки. На крутих схилах південної експозиції зовнішнього краю пасма та останців з дерново-карбонатними ґрунтами поширені ділянки лучних степів, представлених переважно формаціями осоки низької та костриці борознистої [58].

Гетерогенність рослинності району представлена різними угрупованнями суб-континентальних змішаних полідомінантних листяних лісів, теплолюбних чагарникових узлісь, різнотрав'я та бур'янів. Флористичне різноманіття лісових фітоценозів представлене щонайменше 237 видами вищих судинних рослин, що належать до 157 родів та 68 родин, з яких малопоширеними та малочисельними є цепопуляції 166 видів рослин, з-поміж них 7 занесено до Червоної книги України [56].

Вороняківське пасмо є оригінальним багатим на біорізноманіття природним комплексом Головного європейського вододілу. Північно-східне відгалуження кряжу розташоване у межах північної частини Львівської та Тернопільської областей. Загальна площа цієї території становить 390 тис.га. Станом на 2009 рік заповідні об'єкти займали тут 5720,73 га, тобто охоплюють лише 1,4 % загальної площі, що надзвичайно мало.

Вороняківське пасмо лежить на перетині широтного Галицько-Слобожанського та меридіонального Дністровсько-Бузького природних макрокоридорів Національної екологічної мережі України [57].

Отже, серед рослинного покриву Вороняківського пасма абсолютним є переважання широколистяних лісів з незначними за площею зонами поширення лучної, степової та болотної рослинності.

2.6 Ґрунтовий покрив

Територія Вороняківського природного району, згідно з агроґрунтовим районуванням території України, належить до зони Лісостепу, Західної провінції, Львівського південно-східного високого, розчленованого агроґрунтового району, де переважаючими є чорноземи опідзолені, темно-сірі лісові опідзолені та сірі лісові ґрунти [32].

Відповідно до ґрунтово-географічно районування Західного регіону України досліджувана територія лежить в межах Західно-Подільського краю з відкритими плямисто-деревовидно-ерозійними висотно-впорядкованими поєднаннями-варіаціями чорноземів опідзолених (реградованих) і типових глибинно-глеюватих пологахвилястої структурно-ерозійної рівнини, Лісостепової зони з односторонніми слабкоконтрастними ґрунтовими мезо- і мікроструктурами чорноземного ряду, Східно Європейської рівнини (С. П. Позняк, І. Я. Папіш, 2010).

Ґрунти досліджуваної території були сформовані протягом верхнього плейстоцену та голоцену. [51].

Особливості рельєфу, близьке залягання до поверхні крейдових відкладів, які служать як підстилаючими, так і ґрунтоутворюючими породами, диференціація кліматичних та біологічних чинників зумовили формування строкатого ґрунтового покриву [114].

Ґрунти досліджуваної території утворилися внаслідок накладання двох процесів ґрунтоутворення – підзолистого та дернового, різний ступінь вираження яких зумовив поширення ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів, темно-сірих та чорноземів опідзолених. Материнськими породами є, здебільшого, лесоподібні суглинки. Найбільші площі в межах території досліджень припадають на темно-сірі опідзолені ґрунти. Острівне поширення мають чорноземи неглибокі та глибокі мало гумусні. На неогенових піщаних та супіщаних породах сформувалися дерново-слабопідзолисті ґрунти. Невеликими масивами поширені лучно-чорноземні ґрунти, які найчастіше трапляються у пониженнях елементів рельєфу. До гігроморфних ґрунтів, поширених на території досліджень, належать лучно-болотні, болотні, торфво-болотні і низинні торфковища [51]. Дані співвідношення площ ґрунтів у межах Вороняківського пасма наведено у таблиці 2.2.

Ясно-сірі лісові ґрунти залягають невеликими островами серед інших типів ґрунтів. Вони приурочені до найбільш піднятих і розчленованих форм рельєфу. Сформувались під лісовою рослинністю на лесоподібних суглинках [51].

Сірі лісові ґрунти приурочені до горбистих, добре дренованих місцевостей. Розвиваються під широколистяними трав'яними лісами на лесоподібних суглинках [51].

Найбільшу площу у досліджуваному районі (24,3%) займають темно-сірі опідзолені ґрунти. Вони приурочені до хвилястих вододілів і пологих схилів [51].

Незначні площі в межах Вороняківського природного району займають дерново-карбонатні ґрунти (рендзини), що утворилися на елювії-делювії крейдових відкладів, які не перекриті четвертинними породами. Рендзини

приурочені також до крейдових останців, які з півночі прилягають до Вороняківського природного району [51].

Таблиця 2.2

Співвідношення площ ґрунтів у межах Вороняківського пасма [51]

Тип ґрунту	% площі у природному районі
Дерново-підзолисті	1,4
Ясно-сірі лісові	6,57
з них: еродовані	0,4
Сірі лісові	18,73
з них: еродовані	0,6
Темно-сірі опідзолені	24,3
з них: еродовані	2,4
Чорноземи опідзолені	8,17
Чорноземи неглибокі малогумусні	3,98
з них: карбонатні	2,4
Чорноземи глибокі малогумусні вилуговані	4,58
Чорноземи карбонатні	9,57
Дерново-карбонатні	7,97
з них: еродовані	1,6
Дернові	1,2
Лучно-чорноземні	0,6
Болотні	9,16
Торфово- і торфувато-болотні	1,99
Торфовища низинні	1,79

Чорноземи опідзолені займають 8,17% площі Вороняківського району. В основному приурочені до вододілів і пологих схилах. Абсолютні висоти ареалів поширення 260-300 м [82].

Отже, ґрунтовий покрив Вороняцького природного району вирізняють високою строкатістю. Його компонентами є як зональні, так і азональні та інтразональні ґрунти, що належать до різних рядів зволоження (автоморфні, напівгідроморфні, гігроморфні) [51].

Висновки до розділу 2.

1. Дослідження ініціального ґрунотворення та рендзинних ґрунтів було проведено в межах урочища Біла Гора, що відноситься до Західно-Подільської височинної області Західно-Українського краю.
2. У межах території дослідження ґрунотворною породою є продукти елювіогенези турон-сенонських відкладів верхнього відділу крейдової системи, літологічно представлені крейдяними мергелями.
3. Для досліджуваної території притаманний помірно теплий клімат атлантичного типу з м'якою зимою та помірно теплим літом.
4. Неоднорідність рослинного покриву території дослідження представлений різними угрупованнями суб-континентальних змішаних полідомінантних листяних лісів, теплолюбних чагарникових узлісь, різнотрав'я та бур'янів. Луки трапляються в заплавах річок і на схилах горбів різної експозиції.
5. Ґрунтовий покрив Західно-Подільської височинної області відзначається високою строкатістю. Його компонентами є як зональні, так і азональні та інтразональні ґрунти, що належать до різних рядів зволоження.

РОЗДІЛ 3. МЕТОДОЛОГІЯ І МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

3.1. Методологічні засади.

Засновники генетичного ґрунтознавства В. В. Докучаєв та П. С. Косович вбачали у вивченні процесів ґрунтотворення шлях до розуміння ґрунтів та їхнього різноманіття. У 60-70 роках ХХ століття, І. П. Герасимов доповнив докучаєвську формулу і запропонував розглядати ґрунт у трьох вимірах: чинники → процеси → властивості.

На сучасному етапі розвитку генетичного ґрунтознавства неодокучаєвська триада була вдосконалена і має наступний вигляд: чинники → процеси функціонування → елементарні ґрунтові процеси → властивості.

Мета дослідження завжди визначає і тісно пов'язана з вибором методу дослідження. Вивчення ґрунтотворних процесів передбачає застосування системи методів та всебічне дослідження морфології, властивостей та чинників ґрунтотворення.

О. А. Роде зазначає, що пізнання механізму процесу ґрунтотворення та вивчення його наслідків та особливостей є головним завданням генетичного ґрунтознавства.

Вивчення первинних ґрунтів характеризується певними особливостями, що відрізняють їх від підходів та методів вивчення розвинених зональних ґрунтів. Основна відмінність полягає у тому, що дослідникам доводиться мати справу з малопотужними та слаборозвиненими ґрунтами, котрі не завжди мають чітко вираженої горизонтної організації та інколи морфологічно мало чим відрізняються від кори звітрювання ґрунтотворної породи [2].

Ще одною особливістю вивчення первинних ґрунтів є широке застосування методів хронорядів та хронокатен. Генадієв, описуючи цей метод, відзначає, що він найкраще підходить для вивчення змін ґрунтів з плином часу, при порівнянні просторових аналогів ґрунтів, що знаходяться на різних онтогенетичних стадіях. Головною умовою для проведення даного методу є

грунтотворення на однотипній ґрунтотвірній породі, в однакових кліматичних, геоморфологічних та фітоценотичних умовах, проте за різні проміжки часу. Власне тому авторами дисертаційної роботи ці методи не застосовуються, бо метою нашого дослідження є визначення особливостей первинного ґрунтотворення на однотипній ґрунтотвірній породі (елювій-делювій крейдового мергелю) в різних фітоценотично-геоморфологічних умовах за однаковий час (ґрунти що перебувають на однаковій онтогенетичній стадії), що являється діаметрально протилежним до методу хронорядів.

Тому при проведенні досліджень сучасного стану, властивостей та процесів ініціальних рендзин авторами комплексно застосовувались: порівняльно-географічний, профільно-генетичний, порівняльно-аналітичні та лабораторно-аналітичні методи. При проведенні польових досліджень використовувався експедиційний метод.

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 І. П. Герасимов та М. А. Глазовська (1960), так вчені зазначають: «...основним методом наукового дослідження ґрунтів повинне бути всестороннє вивчення ґрунту та всіх чинників ґрунтотворення. 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 ґрунтотворення, але й встановлення законів

формування ґрунтових форм та ролі природніх чинників у їхньому утворенні [155].

Однак однозначної відповіді на питання генези та причинно-наслідкових зв'язків чинників ґрунтоутворення порівняльно-географічний метод не дає [174].

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 незалежності 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 [124].

Профільний метод застосовувався авторами дисертації при вивченні морфологічної будови ґрунтових профілів. Поетапно описувались та вивчались особливості будови ініціальних рендзин, що формуються у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах. Ґрунтові розрізи на ключових ділянках закладалися до глибини 45-65 см, відкриваючи не змінену ґрунтоутворенням верхню частину уламково-блокової, щільної плити крейдяного мергелю.

Індивідуальні зразки ґрунту для лабораторно аналітичних досліджень відбиралися з окремих генетичних горизонтів та пошарово (через кожні 5 та 10 см). Враховуючи особливості морфологічної будови, а саме значну щебенюватість та кам'янистість досліджуваних ґрунтів, у полі не відбиралися зразки на визначення фізичних властивостей.

У ході морфологічних досліджень у ґрунтових розрізах детально здійснювалися морфометричні виміри (потужність генетичних горизонтів, розмір та форма включень материнської породи, глибина проникнення кореневих систем рослин у ґрунт, розмір коренів) та макроморфологічний опис генетичних горизонтів. Забарвлення визначали за допомогою шкали Мансела, тип та розподіл забарвлення – візуально. Індексація генетичних горизонтів

здійснювалася згідно з О. Н. Соколовським (1956) та «Руководства по описанию почв» (2012) [157].

Також широко застосовувався порівняльно-аналітичний метод. Адже, як зазначає О. А. Роде (1971): - «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 даних процесів...». Під час польових досліджень авторами дисертаційної роботи, окрім ґрунтових розрізів було закладено розріз кори елювіогенези материнської породи з подальшим детальним морфологічним описом та пошаровому відборі зразків для лабораторно аналітичних досліджень. На думку авторів таке порівняння зможе красномовніше та яскравіше продемонструвати та відокремити ті зміни, що відбуваються з ґрунтоутворюючою породою при ґрунтоутворенні та звичайному вивітрюванні.

Для належного оформлення отриманих даних, результати лабораторно-аналітичних досліджень оброблялись та оформлялись у пакеті програм Microsoft Office 2013.

Складаючи план проведення лабораторно-аналітичних досліджень та враховуючи особливості досліджуваних ґрунтів, автори головним чином орієнтувались на вивчення складу та властивостей ініціальних рендзин, що б в результаті могло максимально охарактеризувати актуальний стан ініціальних рендзин та продемонструвати відмінності, які пов'язані з різними умовами формування.

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

- рН_{H2O} потенціометрично, на потенціометрі рН-150 М (ДСТУ ISO 10390:2007);
- CO₂ карбонатів – на кальциметрі за методом Гейслера-Максим'юк (ДСТУ ISO 10693:2001);
- загальний гумус – методом І. В. Тюріна в модифікації Є. Д Нікітіна (ДСТУ ISO 14235:2005);
- груповий та фракційний склад гумусу – методом І. В. Тюріна в модифікації В. В. Пономарьової та Т. А. Плотнікової (ДСТУ 4289:2004);
- валовий хімічний склад – Є. В. Арінушкіної (ДСТУ ISO 14869-2:2005).

3.2. Методика лабораторного модельного дослід.

Окрім лабораторно-аналітичних досліджень, авторами дисертації був проведений лабораторний модельний дослід за власною методикою.

З метою встановлення основних закономірностей вимивання карбонатів з крейдяного мергелю атмосферними опадами в залежності від значення їх рН, з 12.02.2012 по 24.02.2012 було проведено лабораторний модельний дослід.

Щоб максимально наблизити лабораторний модельний дослід до природних умов, було відібрано та проаналізовано зразки атмосферних опадів, що випадають на території дослідження. Завдяки отриманим результатам, ми змогли побачити які хімічні елементи і у якому співвідношенні знаходяться у дощовій воді.

Спираючись на результати хімічного аналізу дощової води, ми зробили 4 варіанти розчину, котрі за хімічним складом були близькі до природної дощової води, але відрізнялись між собою значеннями рН.

Значення рН розчинів наступне: варіант I – 4,5, варіант II – 5,5, варіант III і IV – 6,5 і 7,5 відповідно.

Наступний крок – відбір зразків крейдяного мергелю. Було взято 4 наважки приблизно однакового дисперсного складу і одну наважку грубоуламкового матеріалу, масою 50 г.

Оскільки значення рН дощової води становить 5,5, то розчином Варіант II ми промивали дрібно- і грубо дисперсну наважку (контрольний розчин).

Наважки переносились у лійки Бюхнера, котрі були зафіксовані у круглодонних колбах, ємністю 500 мл.

Ми визначили, що середня річна кількість опадів на території дослідження становить 500 мм, тому протягом 10 днів, кожного дня промивали наважки розчином у кількості 50 мл.

Аби забезпечити рівномірне попадання розчину на наважку, зверху зразки накривались лійкою Бюхнера. Розчин подавався рівномірно, невеликими порціями.

Після промивання верхню лійку знімали. Розчин, котрий профільтрувався через наважку, збирався у кругло донній колбі. Розчин з колби переливали у хімічний стакан і визначали значення рН. Виміри здійснювали потенціометрично, на рН-метрі (рН-150м), відразу після фільтрування і після 24 години простоювання. Після вимірювань рН, розчин, що простоявся, переносили у фарфорову чашечку (маса чашечок була заздалегідь визначеною) і ставили у піч випаровуватись і починали промивати знову.

Коли розчин з чашечки випаровувався – чашечку зважували, і за різницею мас знаходили масу осаду. Осад з чашечки акуратно збирали і переносили у герметичні пакетики.

Дані записувались у щоденник, а потім сумувались.

3.3. Вибір і характеристика модальних ділянок.

Вибір модального полігону було здійснено при опрацюванні карти ґрунтово-географічного районування Західного регіону України (С. П. Позняк,

І. Я. Паніш, 2010) з використанням якісно-генетичних показників структури ґрунтового покриву та аналізом просторового розміщення ґрунтових комбінацій.

Модальний полігон Біла Гора, Вороняцького природного району, зображено на Рис. 3.1.

З метою вивчення особливостей морфології, складу і властивостей слаборозвинутих рендзинних ґрунтів, які сформувались на елювії-делювії крейдяного мергелю у межах даного урочища нами проведені детальні фітоценотично-ґрунтові дослідження у різних геоморфогенно-гіпсометричних умовах та під різними рослинними формаціями.

У період з 2010 до 2014 року було закладено 8 модальних ділянок фітоценотично-ґрунтових досліджень (кожну модальну ділянку репрезентує один ґрунтовий розріз) у межах трьох геоморфогенно-гіпсометричних рівнів урочища Біла Гора. Модальні ділянки розміщені у верхній, середній і нижній частинах схилів різної експозиції та крутизни під природно-антропогенними рослинними формаціями, а також у місцях, де рослинний покрив відсутній.

Для досліджень такого типу найкраще підходить метод мікрокатен, адже його суть полягає у виявленні взаємозв'язку між ґрунтами та рельєфом, ґрунтовими та геоморфологічними процесами, що частково є метою дослідження [155].

Розрізи розміщувались досить близько (до 10 м) між собою, на однотипній материнській породі (див рис. 3.1.).

Модальна ділянка № 1 (розріз 1БГ) – розташована у нижній третині схилу південно-західної експозиції, крутизною – 15-20°. Рослинність – багаторічні трави. Поверхня ґрунту задернована.

Модальна ділянка №2 (розріз 2БГ) – розташована у середній частині схилу південно-західної експозиції, крутизною – 20°. Рослинність відсутня. Поверхня ґрунту щебенювато-гравійна.

Модальна ділянка №3 (розріз 3БГ) – розміщена у середній частині схилу південно-західної експозиції, крутизною – 10-150. Рослинність – сосна звичайна

(вік \approx 80 років). На поверхні ґрунту, у межах крони ($r \approx 2,0-2,5$ м), спостерігається підстилка, сформована опадом хвої.

Модальна ділянка №4 (розріз 4БГ) – закладена на відстані 300 м на південний захід від підніжжя г. Біла, на схилі південно-західної експозиції, крутизною – $1-3^\circ$. Угіддя – переліг. Поверхня ґрунту задернована (проективне покриття трав'яного покриву до 30%).

Модальна ділянка №5 (розріз 5БГ) – розміщена у нижній третині схилу західної експозиції, крутизною - $10-12^\circ$. Рослинність – сосна звичайна (вік \approx 80 років). На поверхні ґрунту у межах крони ($r \approx 2,0$ м) спостерігається фрагментарна підстилка, сформована опадом хвої.

Модальна ділянка №6 (розріз 6БГ) – розташована у нижній третині схилу південної експозиції, крутизною до 10° . Рослинність – сосна звичайна (вік \approx 80 років). На поверхні ґрунту у межах крони ($r \approx 2,0-2,5$ м) спостерігається підстилка сформована опадом хвої, а також слаборозвинутий трав'яний покрив. Поверхня ґрунту задернована.

Модальна ділянка №7 (розріз 7БГ) – розташована у верхній третині схилу північної експозиції, крутизною – $10-15^\circ$. Рослинність – багаторічні трави з домішкою моху. Поверхня ґрунту задернована.

Модальна ділянка №8 (розріз 8БГ) У – розташована у верхній третині схилу північно-західної експозиції, крутизною – 10° . Рослинність – сосна звичайна (вік \approx 80 років). На поверхні ґрунту у межах крони ($r \approx 2,0$ м) спостерігається підстилка сформована опадом хвої, а також слаборозвинутий трав'яний покрив. Поверхня ґрунту задернована.

Ґрунтові розрізи були закладені до глибини 38-60 см, відкриваючи тільки верхню, найбільш вивітрену частину материнської породи. У ґрунтових розрізах з окремих генетичних горизонтів відбирались зразки ґрунту для лабораторно-аналітичних досліджень.



Рис.3.1. Схема розміщення модальних ділянок.

У кожному ґрунтовому розрізі проведені морфометричні дослідження з визначенням потужностей і детальним морфологічним описом генетичних горизонтів.

З метою встановлення мінливості значень рН у профілі ініціальної рендзини, в межах екотопу сосни, була закладена траншея довжиною 3 метри, та глибиною 30 см. Траншея розміщувалась під стовбуром сосни таким чином, щоб охопити поверхню ґрунту під опадом хвої (відстань до 1 м від стовбура в лівий та правий бік) та поверхню без опадів (відстань 1,5 м). Зразки відбирались пошарово через кожні 5 см до глибини 30 см, на відстані 25, 50, 75, 100 та 150 см від стовбура сосни.

В подальшому у відібраних зразках визначалось значення рН на потенціометрі рН-150 М у трьохкратній повторності. Отримані дані статистично оброблялись та графічно відображались.

Висновки до розділу 3.

1. Новий напрям методології полягає у вивченні ініціальних рендзин через виявлення сутності ґрунтотворних процесів на початковій стадії розвитку.
2. Було використано загальнонаукові і спеціальні методи. Із загальнонаукових використовували методи: аналізу, дедукції, системний, статистики. Для вивчення ініціального ґрунтотворення та рендзинних ґрунтів застосовували спеціальні наукові методи: порівняльно-географічний, еколого-генетичний, морфолого-генетичний (профільний) та широкий спектр лабораторно-аналітичних методів. Обробка та візуалізація аналітичних даних здійснювалася за допомогою комп'ютерного моделювання з використанням Excel і картографічного сервісу Google Maps.
3. При проведенні польових досліджень застосовувався експедиційний метод вивчення ґрунтів (було закладено 8 модальних ділянок фітоценотично-ґрунтових досліджень (кожну модальну ділянку репрезентує один ґрунтовий розріз) у межах трьох геоморфогенно-гіпсометричних рівнів урочища Біла Гора.).

РОЗДІЛ 4. ТЕРМОДИНАМІЧНА ТА ЕНЕРГЕТИЧНА ОЦІНКА ПОТЕНЦІАЛУ ҐРУНТОТВОРЕННЯ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН

4.1. Сучасні концепції оцінки потенціалу ґрунтоутворення.

Вперше концепція потенціал у ґрунтоутворення, була розроблена Г. Йенні (1961), і згодом набула подальшого розвитку у наукових працях Т. Г. Гільманова (1977), В. О. Таргульяна (1982), О. М. Геннадієва (1990) [188].

С. П. Позняк та Є. Н. Красеха, проводячи аналіз проблеми співвідношення чинників ґрунтоутворення і ґрунту та поглядів на це у науковій літературі, згрупували все наступним чином: 1. "При формуванні ґрунту усі чинники є рівнозначними, і ґрунт є їхньою функцією...". 2. "При рівнозначності клімату, біоти, рельєфу і ґрунтоутворних порід, такий чинник як час виділяють в особливу категорію...". 3. "Принцип рівнозначності чинників ґрунтоутворення передбачає принцип незамінності, який підтверджує, що усі чинники не тільки рівнозначні, але й незмінні у формуванні ґрунтів...". 4. ...Вирішення функціональної залежності ґрунтів від чинників ґрунтоутворення у вигляді певних математичних залежностей так і не знайдено саме через дуже складні взаємозв'язки між т. зв. "незалежними змінними"...". 5. "Усі чинники ділять на дві групи 1) чинники донори речовини і енергії, що знаходяться на вході ґрунту як каскадної системи; 2) контролюючі чинники. До першої групи належать: а) чинники, що складають екзогенний потенціал середовища (ЕПС). Це опади, сонячна радіація і біота; б) чинник-приймач, що відбиває екзогенну мінливість субстрату (ЕМС). Цим чинником є ґрунтоутворна порода". До групи чинників, які контролюють умови ґрунтоутворення і просторову організацію педосфери належать; а) рельєф як чинник-трансформатор ЕПС, що визначає топографію субстрату і геометрію структури ґрунтового покриву (СГП); б) час, що контролює тривалість ґрунтоутворення й умови просторової організації педосфери". 6. Докучаєвські чинники ґрунтоутворення є, власне кажучи, чинниками функціонування і

розвитку всіх поверхнево-планетарних екзогенних біокосних систем...".
7. "Принцип провідного чинника і рівнозначності умов формування ґрунтів у сучасному ґрунтознавстві найчастіше обговорюється у різних публікаціях" [156].

Досить розгорнуту концепцію оцінки потенціалу ґрунтоутворення було запропоновано декількома авторами, зокрема, С. А. Шобою, М. І. Герасимовою, В. О. Таргульяном, та ін. [187]. Цими вченими було також запропоновано два підходи до інтерпретації концепції ґрунтоутворного потенціалу природніх чинників: інтегральний (ґрунтується на дослідженні сукупної дії всіх чинників) та диференційований (передбачає індивідуальний аналіз потенціалів ґрунтоутворення окремих чинників) [6].

У межах другого підходу С. А. Шоба та співав. виділяють *ПГ клімату і біоти* (уперше — Таргульян, 1982), *ПГ материнських порід* (раніше — Алябіна, 1998) і *ПГ рельєфу*, проте останній ПГ, значно визначає формування ґрунтового покриву, а не окремих ґрунтів [165].

ПГ клімату і біоти — flux-factor, потокові чинники, чинники -"агресори" — оцінюють щодо їхньої здатності змінювати конкретний ґрунтоутворний субстрат за визначений відтинок часу в найскладніше організовану і найбільш функціонально рівноважну та стійку ґрунтову систему (тіло, покрив). Це, насамперед, екзогенний потенціал дії, зміни, формування нових властивостей, структур і функцій [165].

ПГ материнських порід або вихідного субстрату - site-factor, чинник-рецепієнт, чинник-трансформатор або точніше потенціал трансформації, перетворення породи в ґрунт. Цей потенціал оцінюють за здатністю конкретної породи трансформуватися в нову речовину, нові структури (мінерали, педи) і/або акумулювати в собі нові новоутворені у процесі педогенезу, речовини і структури (гумус, фітоліти, копроліти і тощо) [165].

ПГ рельєфу - site-factor, чинник-реципієнт - перерозподільювач потоків вологи і розчинів - оцінюють здатністю формувати максимальне різноманіття

властивостей ґрунтів, горизонтів і профілів, тобто максимально різноманітний у просторі ґрунтовий покрив за умови заданого клімату та заданої різноманітності або одноманітності материнських порід [165].

Прогресивно розвиваючи вчення В. В. Докучаєва про чинники ґрунтоутворення, його учні і послідовники неодноразово доводили, що у формуванні різних ґрунтів роль окремих чинників буде різною [112].

К. Д. Глінка (1908) зараховує ґрунтоутворні породи до ендодинамоморфних чинників (або внутрішніх), на протигагу ектодинамоморфним (або зовнішнім) – клімату і рослинності.

М. М. Сибірцевим (1900) високо оцінювалась роль гірських порід у процесі ґрунтоутворення, вважаючи, що завдяки своїй відносній незалежності від зональних ґрунтоутворювачів - клімату і рослинності, вони можуть спричиняти утворення азональних та інтразональних ґрунтів. Внаслідок цього, ґрунтоутворні породи були віднесені до прямих (як і організми), а не опосередкованих ґрунтоутворювачів [180].

Відомо, що інтенсивність прояву літологічного чинника з на різних стадіях ґрунтоутворення різна і з часом змінюється. Відтак на ініціальній стадії ґрунтоутворення вирішальну роль відіграватиме власне ґрунтоутворна порода.

Отже, ґрунтоутворні породи — один із чинників ґрунтоутворення, без якого розвиток ґрунту є неможливим і вплив якого на властивості ґрунтів у певних умовах може бути домінуючим.

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-фізико-хімічним процесом екзогенного перетворення на поверхні Землі речовин та енергії, причетним до формування з неродючої породи якісно нового, наділеного родючістю природного тіла — ґрунту" [191]. Тому надзвичайно перспективним і актуальним є вивчення процесів ґрунтоутворення з

енергетичної та термодинамічної точки зору, особливо якщо мова іде про ініціальне ґрунтотворення.

Досліджуючи онтогенетичні стадії рендзин Західного регіону України А. А. Кирильчук зазначає, що розвиток цього напрямку досліджень створює певні можливості використання термодинамічних показників ґрунтів та ґрунтотворних порід, зокрема енергії кристалічної ґратки, вільної енергії Гіббса та ентропії мінеральної частини для оцінки здатності гірських порід до ґрунтотворення.

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

$$T_s = 0,074 \frac{u}{c_v} \quad (4.1.)$$

де T_s - температура плавлення мінералу; c_v - теплоємність; u - енергія.

Дотримуючись формули (4.1.) 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 [194]:

$$E_{кр} \text{ (ккал/моль)} = 256,1 (E_{кр1} + E_{кр2} + \dots + E_{крn}) \quad (4.2.)$$

Практика показує, що формулу (4.2.) 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 [135] насамперед необхідні кількісні дані про склад мінералів. Враховуючи складність точного визначення мінералогічного складу ґрунтів, В. І. Волобуєв [40] 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. Вважаємо, що термодинамічні властивості ґрунтової породи також доцільно визначати зазначеним вище методом. Кількість енергії кристалічних граток окремих оксидів приведено у таблицях, опублікованих А. Є. Ферсманом [194].

Згідно з В. Р. Волобуєвим, енергія кристалічної гратки – кількість енергії котру потрібно затратити для руйнування однієї грам-молекули кристалічної речовини до стану газоподібних одноатомних йонів, що безмежно віддалені один від одного [41].

Вільна енергія Гіббса – важлива термодинамічна характеристика, що визначає ту частину енергії, за рахунок якої при належних умовах може здійснюватись корисна робота [96].

Ентропія – функція стану системи (міра незворотного розсіювання енергії) [96].

Якщо перемножити середній вміст оксидів у ґрунті і ґрунтової породи на відповідну константу і перевести значення у систему СІ, то одержимо термодинамічні характеристики цього ґрунту і ґрунтової 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:

$$Um = \frac{U}{M} \quad (4.3.);$$

$$Gm = \frac{G}{M} \quad (4.4.);$$

$$Sm = \frac{S}{M}, \quad (4.5.)$$

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).

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 [36].

Як зазначає В. А. Ковда (1973), потенційна родючість ґрунту обернено пропорційна запасу його внутрішньої енергії, яка у свою чергу успадкована від материнської породи [112]. Власне тому термодинамічні та енергетичні характеристики ґрунтоутворюючої породи (крейдяний мергель) будуть визначальними у формуванні властивостей рендзин.

Зважаючи на вище сказане, вивчення потенціалу ґрунтоутворення з енергетичної точки зору та запасів внутрішньої енергії (енергії кристалічної ґратки, вільної енергії Гіббса і ентропії мінеральної частини) ініціальних рендзин є надзвичайно важливим.

4.2. Термодинамічні і енергетичні характеристики ініціальних рендзин.

Для досліджуваних ґрунтів розрахунки термодинамічних характеристик проводяться не вперше. Досліджуючи онтогенетичні стадії рендзин Західного регіону України, А. А. Кирильчук частково звертає увагу на слаборозвинуті

грунти, відзначаючи, що вони володіють досить низькими значеннями термодинамічних характеристик ($\sim 7,71$ МДж/г) [112].

Результати обчислених термодинамічних характеристик ініціальних рендзин подані у таблиці 4.1. та графічно відображені на рис. 4.1.-4.3.

Аналіз даних, що представлені у табл.4.1. та на рис. 4.1. показує, що елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, який являється ґрунтотворною породою у межах території дослідження, має досить незначні показники енергії кристалічної ґратки і становить 7287,11 кДж/г.

В. О. Забалуєв зазначає, що гірські породи, що характеризуються меншими показниками запасів внутрішньої енергії мають більшу реакційну спроможність та досить сприятливі умови для біологічного освоєння, що являється передумовою інтенсивного ґрунтотворного процесу. Це добре корелює з твердженням В. А. Ковди (1973), що потенційна родючість ґрунтів(ґрунтотворних порід) обернено пропорційна запасу їхньої внутрішньої енергії [124].

Значення показників енергії кристалічної ґратки у досліджуваних рендзинах коливаються у досить широких межах. Відтак найвищими показниками енергії кристалічної ґратки відзначається ініціальна рендзина, що формується під впливом деревної рослинності (БГ-6) - 7656,73 кДж/г. Найменшими – короткопрофільна рендзина БГ-4 (переліг) - 7373,37 кДж/г.

Окремо для порівняння, авторами розглядається елювіальна кора звітрювання, для котрої характерні дуже низькі показники енергії кристалічної ґратки - 7271,98 кДж/г. Характерною рисою, як для ініціальних рендзин, так і для елювіальної

Таблиця 4.1.

Термодинамічні та енергетичні характеристики елювіальної кори звітрювання та досліджуваних ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Енергія кристалічної гратки Um, кДж/г	K_{Ekr}^1	Вільна енергія Гіббса Gm, кДж/г	K_{Ver}^2	Ентропія Sm, кДж/г	K_E^3	Gm/Um ⁴ , %
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю								
P _{Ca}	32-59	7287,11	—	1084,57	—	67,46	—	14,88
Елювіальна кора звітрювання крейдяного мергелю								
зцементована кірка	0-2	7271,98	1,0	1087,84	1,0	67,86	1,01	14,96
дрібнозем	2-8	7284,14	1,0	1086,85	1,0	67,59	1,0	14,92
щербінь і дрібнозем	8-20	7173,90	0,98	1085,66	1,0	67,87	1,01	15,33
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-4 (переліг)								
H _{Ca}	1-14	7373,37	1,01	1086,87	1,0	67,73	1,00	14,74
HP _{п/орCa}	14-28	7175,79	0,98	1074,51	0,99	67,29	1,0	14,97
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)								
HP _{Ca}	3-13	7656,73	1,05	1096,18	1,01	67,73	1,0	14,32
P(h) _{Ca}	13-20	7647,07	1,05	1091,15	1,01	67,55	1,0	14,27
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)								
HP _{Ca}	3-17	7560,77	1,04	1092,40	1,01	67,67	1,0	14,45
PH _{Ca}	17-24	7352,27	1,01	1087,67	1,0	67,43	1,0	14,79

Примітка. ¹ K_{Ekr} коефіцієнт зростання енергії кристалічної гратки, разів; ² K_{Ver} коефіцієнт зростання вільної енергії Гіббса, разів; ³ K_E коефіцієнт зростання ентропії, разів; ⁴ Gm/Um-відношення вільної енергії до енергії кристалічної гратки, %.

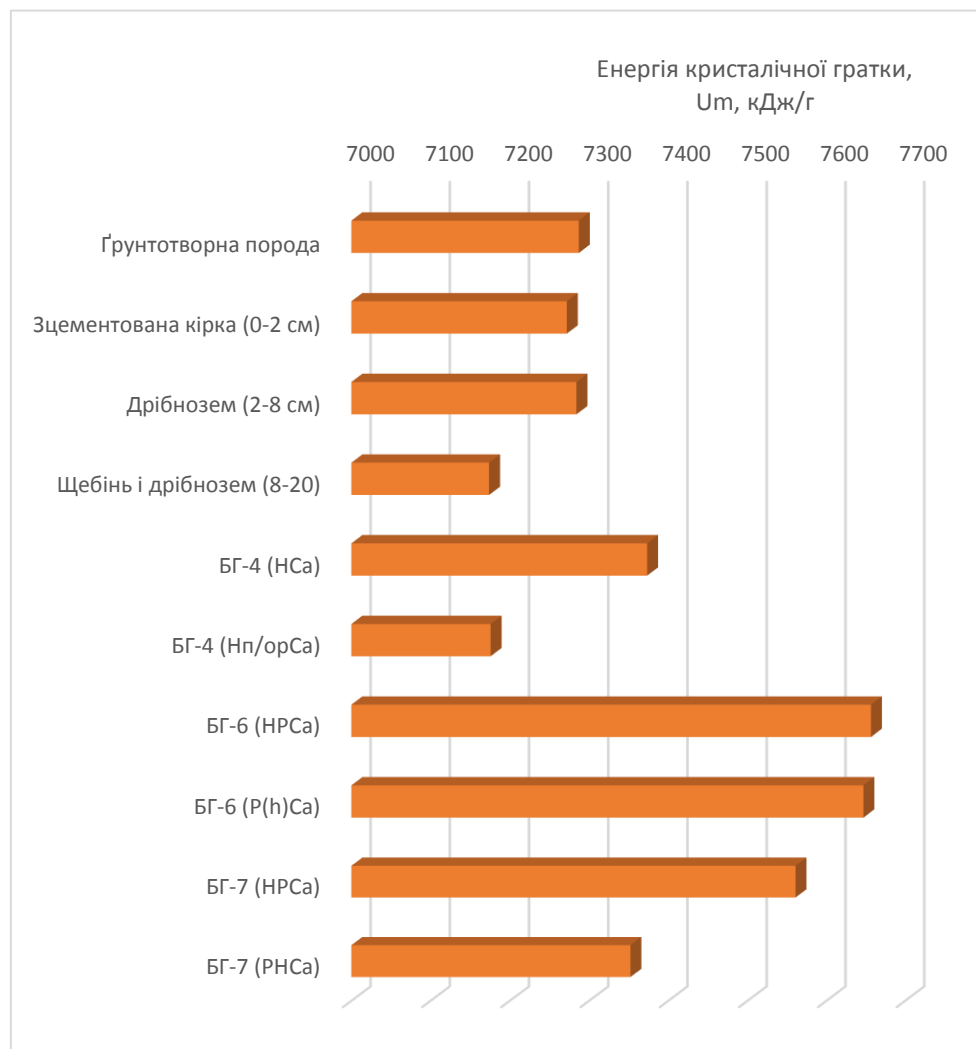


Рис 4.1.. Енергія кристалічної ґратки ініціальних рендзин.

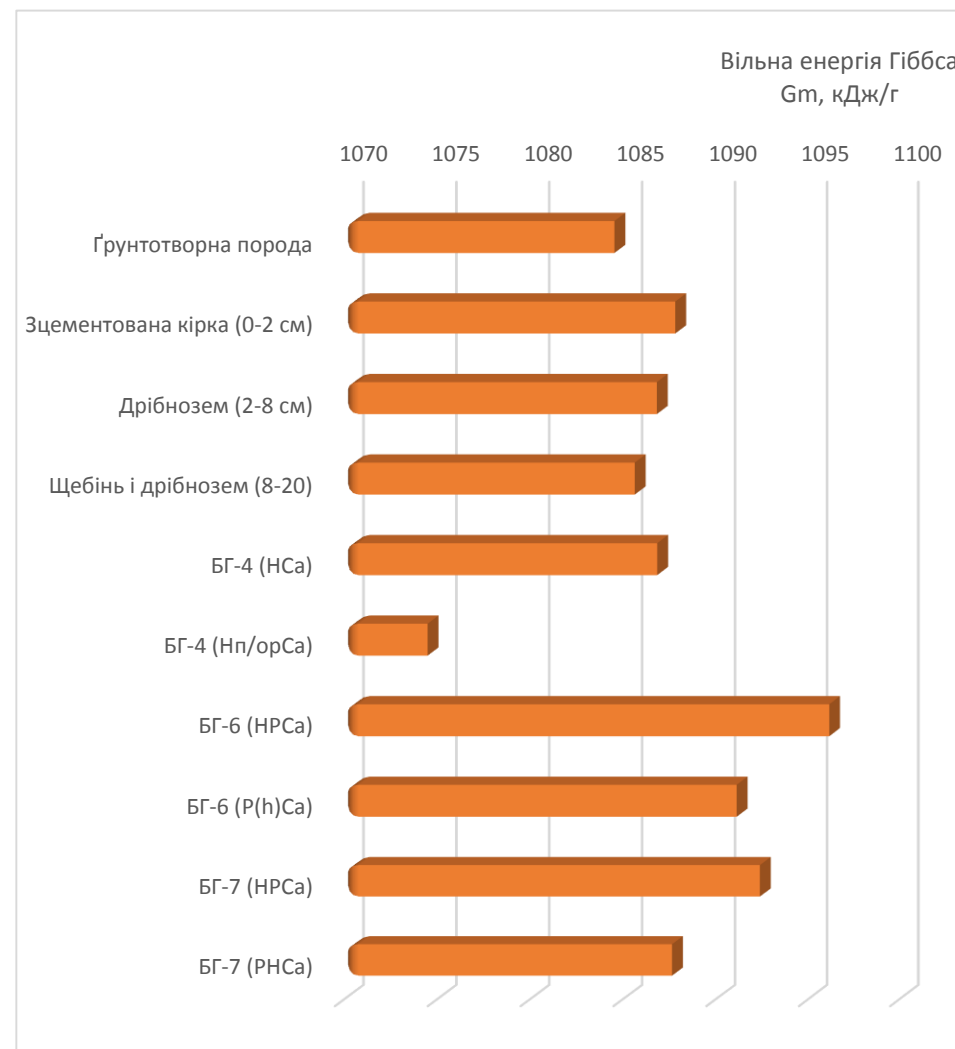


Рис. 4.2. Енергія Гіббса ініціальних рендзин

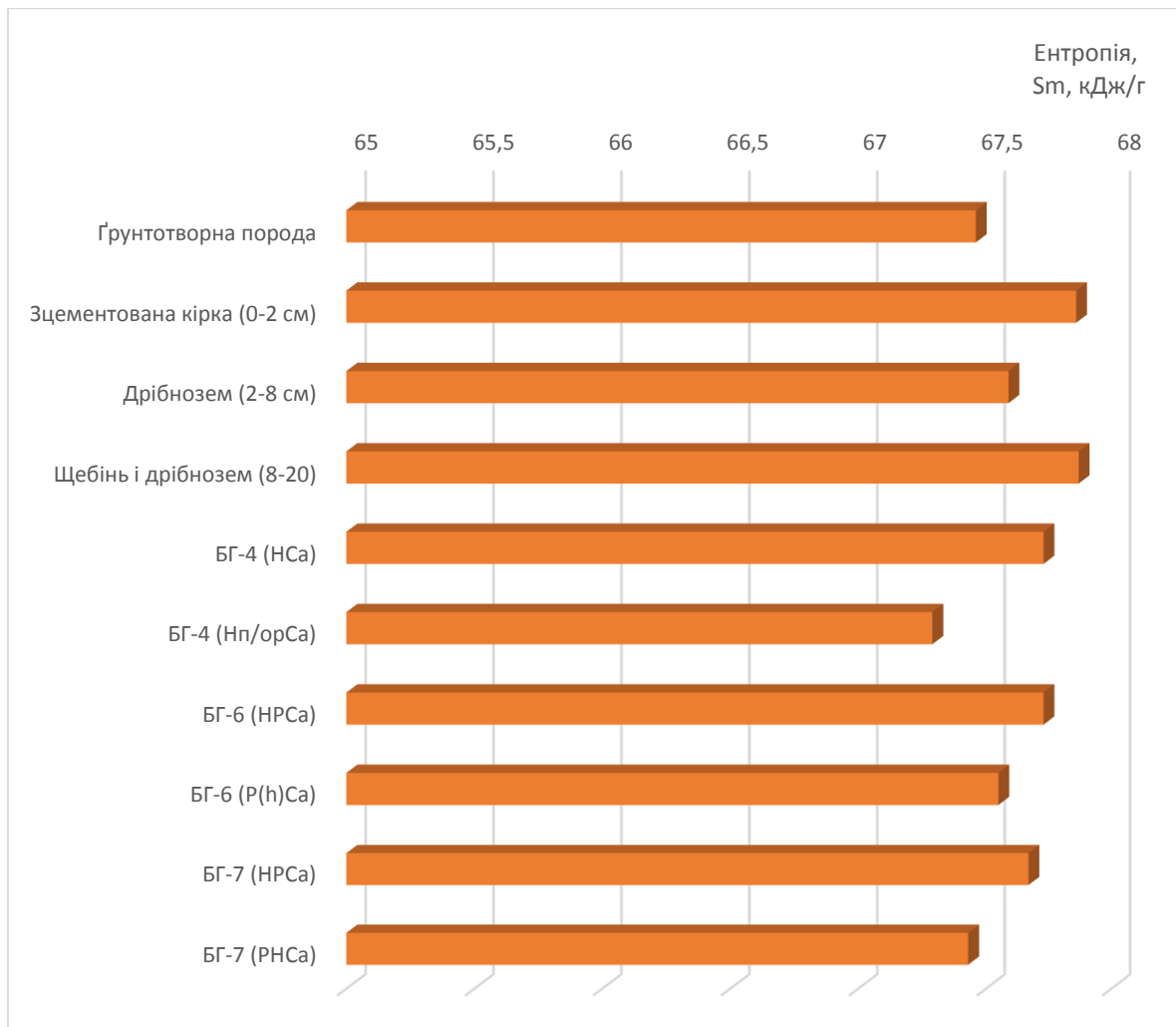


Рис. 4.3. Значення Ентропії ініціальних рендзин.

кори звітрювання є зменшення показника енергії кристалічної гранки з глибиною. Збільшення показників енергії кристалічної ґратки може свідчити про збільшення кількості вторинних мінералів у ґрунті, що мають більш міцнішу кристалічну ґратку.

Показники ентропії, як і елювіальної кори звітрювання, так і досліджуваних ґрунтів коливаються у дуже вузьких межах – 67,29-67,87 кДж/г.

Варіабельність показників вільної енергії Гіббса дещо більша. Так найбільшими показниками відзначається ініціальна рендзина, що формується

під впливом деревної рослинності (БГ-6) - 1096,18 кДж/г.
Найменшими - короткопрофільна рендзина БГ-4 (переліг) - 1086,87 кДж/г.

Відношення вільної енергії Гіббса до енергії кристалічної ґратки (G_m/U_m , %) (див.табл.4.1.) дає підстави стверджувати, що не зважаючи на досить низькі показники енергії кристалічної ґратки, досліджувані ґрунти мають досить значну частку вільної енергії Гіббса, яка може перетворитися у роботу. Тобто елементарні ґрунтові процеси, зокрема гумусоутворення, гумусонакопичення, вивітрювання, вилуговування, знекарбоначування будуть розвиватись досить інтенсивно.

4.3. Енергетика гумусу ініціальних рендзин.

Значну роль у формуванні родючості ґрунтів відіграє гумус та його якісні і кількісні характеристики. Численні дослідження засвідчують про загальнопланетарне значення гумусу, як гігантського геохімічного акумулятора, який акумулює у собі сонячну енергію на поверхні Землі. В. А. Ковда в одній зі своїх праць зазначає, що гумусова оболонка зосередила у собі $n \cdot 10^{20}$ ккал енергії [125].

З розвитком у ґрунтознавстві нового напрямку – енергетика ґрунтотворення, вміст та запаси гумусу у ґрунті почали розглядати з точки зору енергетичного підходу.

Основу нового вектора досліджень складають роботи І. В. Тюріна, С. А. Алієва, В. Р. Волобуєва. У цих працях подані розраховані запаси енергії у ґрунтах різних генетичних типів, встановлений зв'язок між запасами гумусу в ґрунті і відносною величиною енергії біологічного колообігу.

Вивчення енергетики екосистем неможливе без детального вивчення органічної речовини ґрунту. Розроблені В. Р. Волобуєвим та С. А. Алієвим методичні підходи для вивчення біоенергетики передбачають визначення вмісту гумусу та щільності будови ґрунту для обчислення запасів енергії у ньому.

І. В. Тюріним було доведено можливість використання об'ємно-вагового методу кількісного визначення вуглецю та окислювальної здатності гумусу для обрахунків запасу енергії в органічних речовинах ґрунту [192].

Д. С. Орловим і Л. А. Грішиною було запропоновано спрощену формулу обрахунків:

$$Q=517,2 \cdot \Gamma \cdot H \cdot d$$

Де Q – запаси енергії акумульовані гумусом ґрунту, 10^6 ккал/га;

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

Γ – вміст гумусу, %;

H – шар ґрунту, м;

d – щільність будови ґрунту, $г/см^3$ [148].

Використавши наведений методичний підхід нами були розраховані запаси енергії, що акумульовані в гумусовому шарі ґрунту (для кожного ґрунту індивідуальна потужність), перевівши дані в ГДж/га. Результати обрахунків наведені у таблиці 4.2 та графічно відображені на рис. 4.4.

Аналізуючи дані Табл. 4.2 та рис.4.4. бачимо, що для досліджуваних ґрунтів характерна велика варіабельність даних запасів енергії в гумусі. Насамперед визначальну роль у цьому відіграє показник вмісту гумусу та потужності гумусового горизонту. Враховуючи, що досліджувані ґрунти, окрім БГ-4, сформувались за один проміжок часу - ~ 70 років, на думку авторів буде справедливий обрахунок на потужність гумусового горизонту, що тільки підкреслить особливості розвитку ініціальних ґрунтів у різних фітоценотичних умовах.

Відтак найбільшими запасами енергії в гумусі відзначаються ініціальні рендзини, що розвиваються під впливом трав'яної рослинності БГ-1 та БГ-7 - 386,49 та 299,77 ГДж/га відповідно, випереджаючи таким чином короткопрофільну рендзину БГ-4 (переліг) з величиною показника

Запаси енергії в гумусі ініціальних рендзин

Генетичний горизонт	Потужність, см	Гумус, %	Щільність будови, г/см ³	Запаси енергії, ГДж/га
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №1, р. БГ 1 (багаторічні трави)				
НСа	18	3,61	1,15	386,49
НРСа	4	0,52	1,35	14,52
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №2, р. БГ 2 (рослинність відсутня)				
НСа	6	1,23	1,35	51,53
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №3 р. БГ 3 (екотоп сосни звичайної)				
НСа	2	1,17	1,36	16,46
Короткопрофільна рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №4 р. БГ 4 (переліг)				
НСаор.	13	2,2	1,11	164,19
НРСап/ор	14	0,82	1,34	79,56
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №5 р. БГ 5 (екотоп сосни звичайної)				
НСа	3	1,17	1,15	20,88
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №6 р. БГ 6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)				
НСа	10	2,59	1,01	135,29
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №7 р. БГ-7 (багаторічні трави з домішкою моху)				
НСа	14	3,6	1,15	299,77
НРСа	7	0,05	1,33	2,41
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №8 р. БГ 8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)				
НСа	17	1,15	1,33	134,48

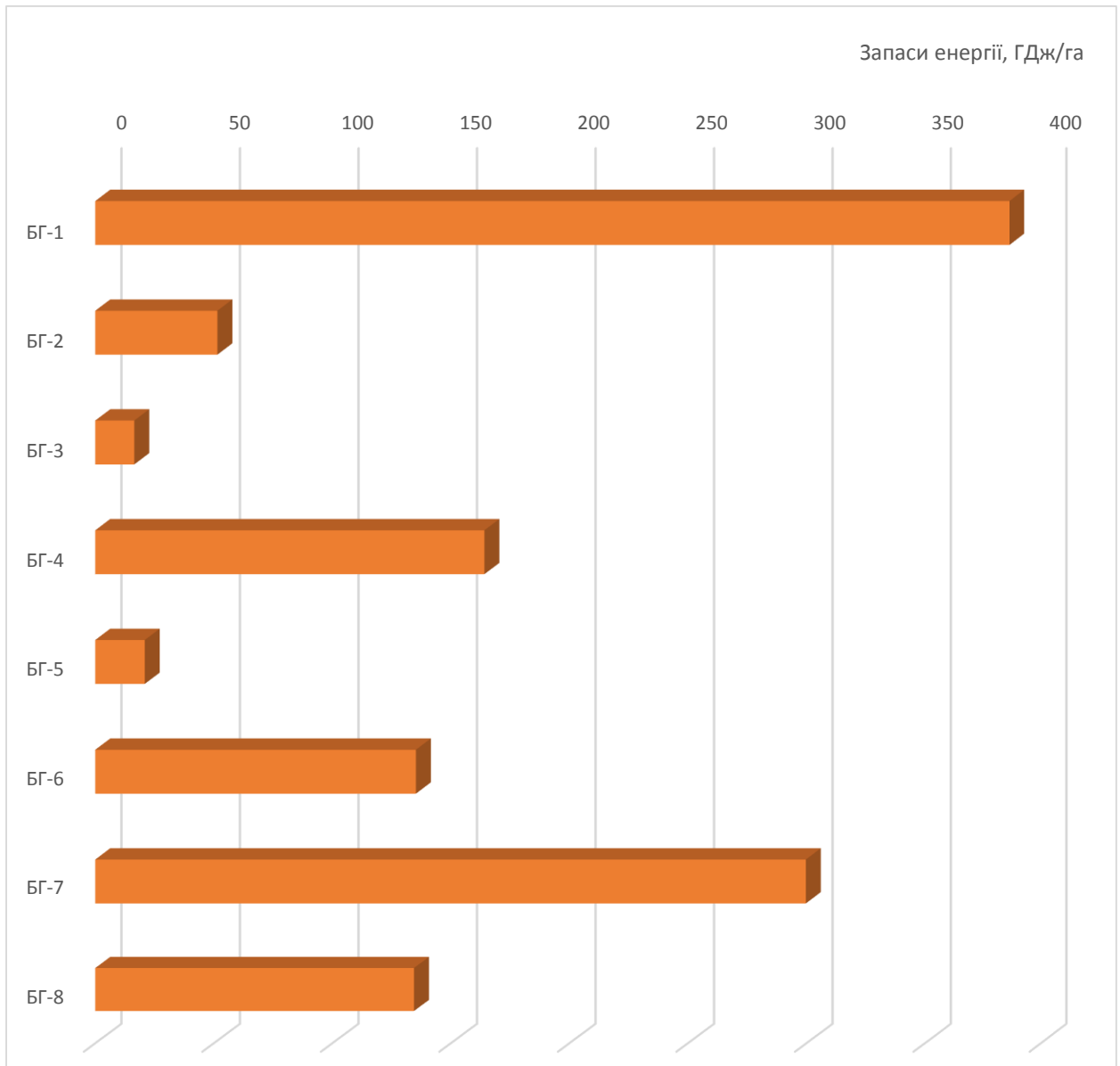


Рис 4.4. Запаси енергії в гумусі ініціальних ґрунтів.

164,19 ГДж/га. Найменшими - ініціальні рендзини, що формуються під впливом дерев'янистої рослинності БГ-3 та БГ-5 - 16,46-20,88 ГДж/га відповідно.

Рендзини, що розвиваються під сукупним впливом деревної та трав'яної рослинності БГ-6 відзначаються відносно «посередніми» показниками запасів енергії 135,29 ГДж/га.

Підбиваючи підсумки зазначимо, що накопиченню енергії в гумусі ініціальних рендзин ключову роль відіграє дерновий процес. Таким чином нами було встановлено, що в ініціальній рендзині, котра формується під травяною рослинністю, за ~ 70 років накопичилось більше енергії, ніж у рендзині, котра перебуває на перфектній стадії розвитку. Причиною цього є, як і більший вміст гумусу, так і потужність горизонту на який проводився обрахунок. Проте, варто ще вказати на «близкість» ініціальних ґрунтів до ґрунтоутворної породи. Так В. О. Забалуєв відзначає, що процеси гуміфікації та акумуляції енергії органічною речовиною в гірських породах відбуваються значно інтенсивніше, ніж у розвинутому ґрунті [96].

Висновки до розділу 4.

1. Аналіз даних енергетичних та термодинамічних показників досліджуваних об'єктів засвідчив, що для ґрунотворної породи характерні досить незначні запаси енергії кристалічної ґратки ($U_m=7287,11$ кДж/г), але при тому відносно велика частка вільної енергії Гіббса ($G_m=1084,57$ кДж/г). Тобто ґрунотворна порода має значну реакційну спроможність та досить сприятливі умови для біологічного освоєння;
2. За енергетичними та термодинамічними показниками, ініціальні рендзини чітко відрізняються від елювіальної кори звітрювання крейдяного мергелю, маючи більше значення енергії кристалічної ґратки та вільної енергії Гіббса;
3. Вищими показниками енергії кристалічної ґратки та вільної енергії Гіббса відзначається ініціальна рендзина, що формується під впливом деревної та трав'яної рослинності (БГ-6) - $7656,73$ кДж/г та $1096,18$ кДж/г відповідно;
4. Найвищими темпами акумуляції органічної речовини володіють ініціальні ґрунти, що розвиваються під впливом трав'яної рослинності.

РОЗДІЛ 5. ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН І ПРОЦЕСИ ЙОГО ТРАНСФОРМАЦІЇ.

5.1. Особливості валового хімічного складу.

У процесі ґрунтотворення ґрунт зазнає постійних змін, що позначається у зміні морфогенетичних властивостей а також змінах валового хімічного складу. Встановити генезу ґрунту та напрямок ґрунтотворного процесу можливо при аналізі даних валового хімічного складу ґрунту, а особливо при порівнянні з незміненою ґрунтотворною породою. Окрім цього, результати аналізу дають можливість встановити запаси тих чи інших елементів у генетичних горизонтах, та виявити відмінності валового хімічного складу, котрі спричинені різними фітоценотичними умовами формування ґрунтів [11].

Зважаючи на той факт, що мінеральна частина ґрунту є консервативною системою, можна простежити тенденцію розвитку елементарних ґрунтових процесів, що відбуваються у ґрунті [11].

Для аналізу даних валового хімічного складу ґрунту використовують різні перерахунки та коефіцієнти, котрі дають змогу оцінити генетичні процеси, що безпосередньо пов'язані з абсолютною та відносною зміною хімічного складу мінеральної частини ґрунтів в аспекті їх генези. Вихідною формою перерахунку даних валового хімічного аналізу є перерахунок на сухий ґрунт [114]. Результати валового хімічного аналізу досліджуваних ґрунтів, виражені у відсотках від ваги сухого ґрунту, подані у додатку.

Основною метою вивчення мінеральної частини твердої фази ґрунту є встановлення змін її хімічного складу під впливом ґрунтотворного процесу, тому зіставлення одержаних даних, виражених у відсотках від ваги сухого ґрунту, не може скласти об'єктивного уявлення про зміни мінеральної частини ґрунту, оскільки на кількості кожного оксиду відбивається величина вмісту гумусу і хімічно зв'язаної води. Тому величини гумусу і хімічно зв'язаної води потрібно вилучити. Це можливо при здійсненні перерахунку даних,

виражених у відсотках від ваги сухого ґрунту, тобто у відсотках від прожареного ґрунту [11].

Низка дослідників рекомендує використовувати перерахунок на прожарений ґрунт для характеристики розподілу оксидів у профілі ґрунту, обчислення їхніх мольних відношень, балансу речовин, коефіцієнтів вилуговування, визначення загального ступеня диференціації профілю тощо. Вчені зазначають, що оскільки CO_2 і $\text{C}_{\text{орг}}$ входять до складу втрати від прожарювання, то це дає можливість частково абстрагуватись від впливу карбонатів і органічної речовини на елементний або валовий склад ґрунту та встановити його реальну профільну диференціацію [11; 43]. Такі обчислення були нами виконані, дані подано у додатку А та додатку Б.

Для більш повного уявлення було проаналізовано літературу, що стосується досліджень властивостей розвинутих карбонатних ґрунтів Західного регіону України.

У монографії «Ґрунти Західних областей України» Г. О. Андрущенко (1970) подає детальну характеристику валового хімічного складу рендзин та його профільного розподілу. Вчений зазначає, що рендзини за валовим хімічним складом змінюються зверху донизу: зменшуються молекулярні відношення $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ та $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$ та у тому ж напрямі збільшуються відношення CaO . Такий профільний перерозподіл півтораоксидів є характерним для ґрунотворного процесу під деревною рослинністю, що відбувається у напрямі до опідзолення.

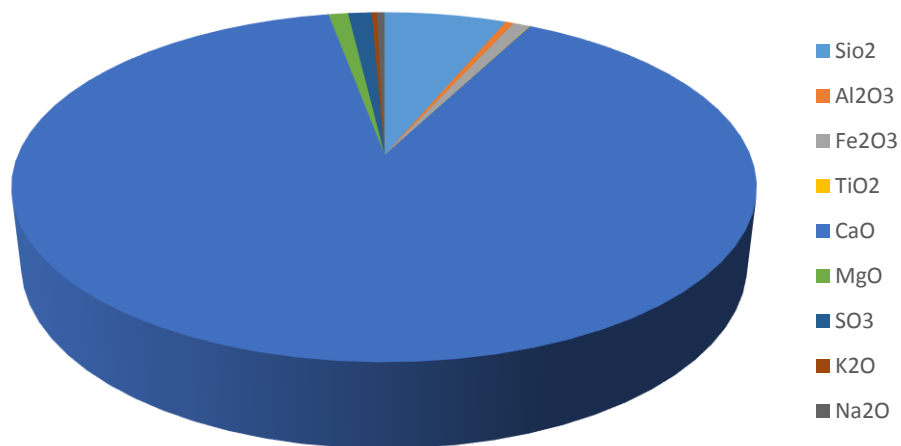
Г. О. Андрущенко припускає, що разом із процесом розчинення та винесенням з верхніх горизонтів CaCO_3 , відбувається і виніс елементів силікатного комплексу – Al^{2+} і Fe^{3+} , в той час, як більша частина SiO_2 залишається на місці у верхніх горизонтах. Наведені аргументи дослідника свідчать про те, що на формування, профільний розподіл та динаміку зміни

Таблиця 5.1.

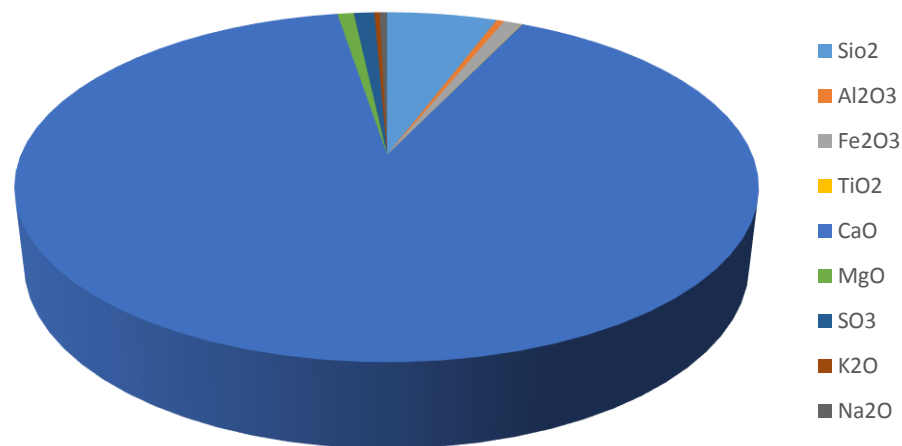
Валовий хімічний склад елювіальної кори звітрювання та досліджуваних ґрунтів, % на прожарену наважку

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Втрати при прожарюванні, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдового мергелю												
Р _{Ca}	32-59	41,41	6,63	0,43	1,09	1,52	0,03	89,3	0,65	1,11	0,21	0,19
Елювіальна кора звітрювання крейдового мергелю												
зцементована кірка	0-2	41,77	6,32	0,43	0,86	1,29	0,03	89,4	1,01	1,22	0,27	0,4
дрібнозем	2-8	42,18	6,25	0,52	0,8	1,32	0,05	89,32	0,87	1,76	0,14	0,16
щебінь і дрібнозем	8-20	41,77	5,71	0,4	0,95	1,35	0,03	90,34	0,84	1,07	0,28	0,38
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-4 (переліг)												
Н _{Ca}	1-14	41,14	7,24	0,6	2,02	2,62	0,09	87,90	1,12	0,07	0,73	0,32
НР _{п/орCa}	14-28	40,84	6,05	0,68	2,99	3,67	0,08	87,98	1,12	0,09	0,69	0,32
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)												
НР _{Ca}	3-13	40,75	9,26	0,24	1,72	1,96	0,03	86,59	1,28	0,2	0,39	0,29
Р(h) _{Ca}	13-20	40,27	8,98	0,25	1,17	1,42	0,07	85,7	1,34	1,7	0,25	0,28
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)												
НР _{Ca}	3-17	40,64	8,42	0,71	2,0	2,71	0,08	87,25	0,7	0,28	0,46	0,28
РН _{Ca}	17-24	41,04	7,07	0,68	2,06	2,74	0,03	89,00	0,61	0,12	0,22	0,21

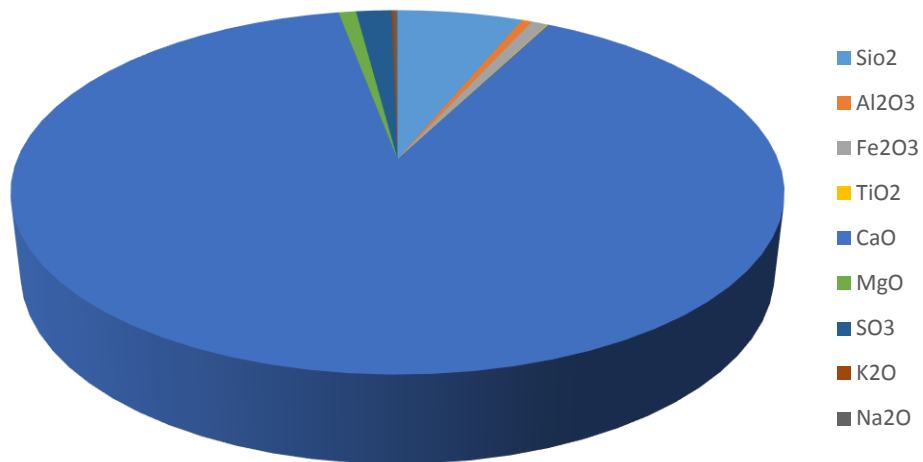
Зцементована кірка (0-2 см)



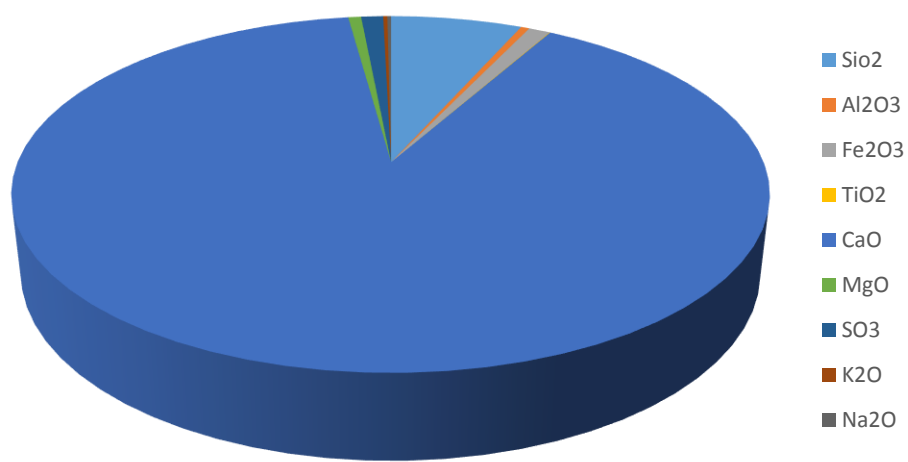
Щебінь і дрібнозем (8-20)



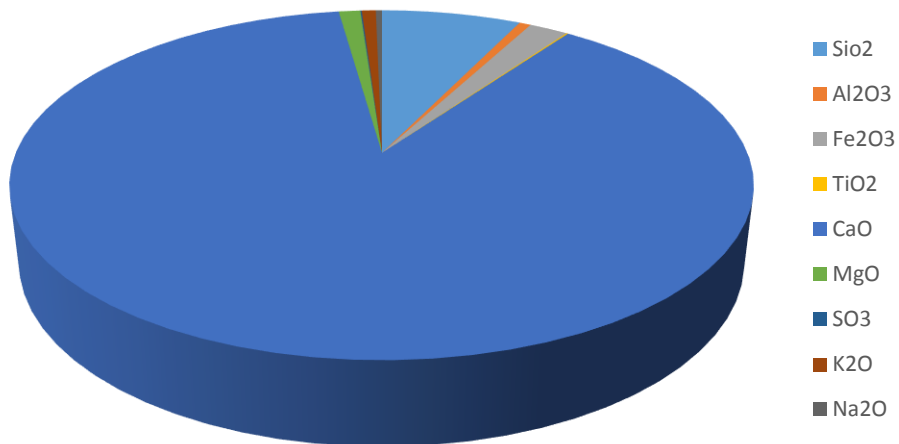
Дрібнозем (2-8 см)



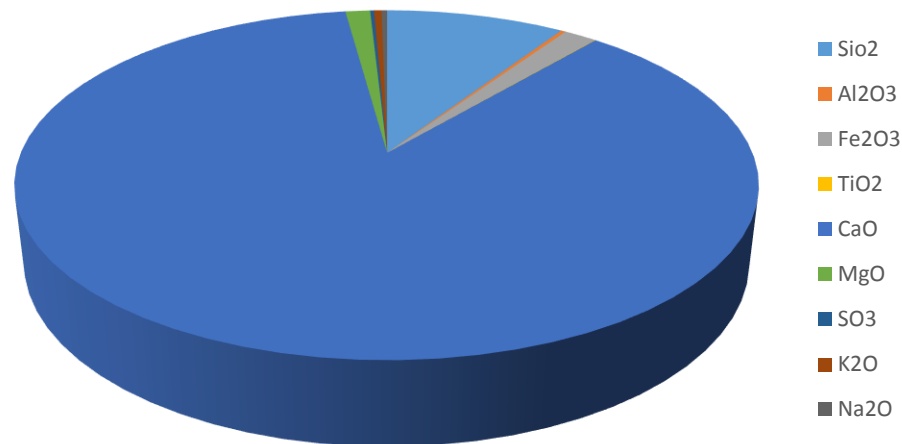
Ґрунотворна порода



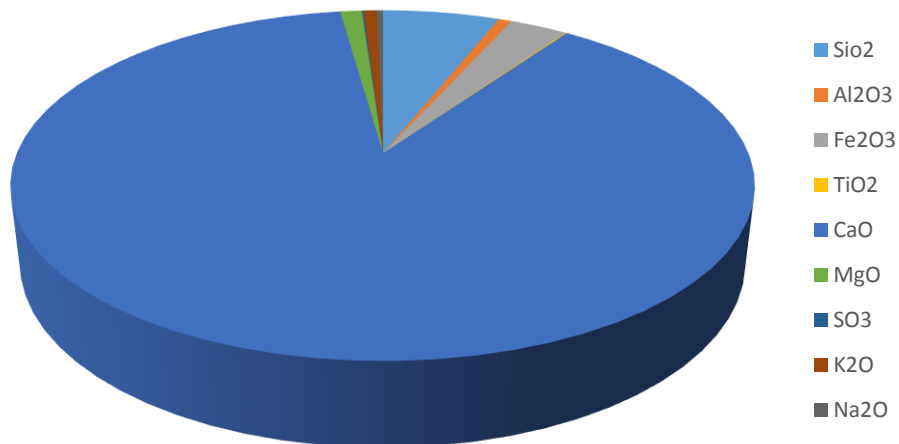
БГ-4 (HCa)



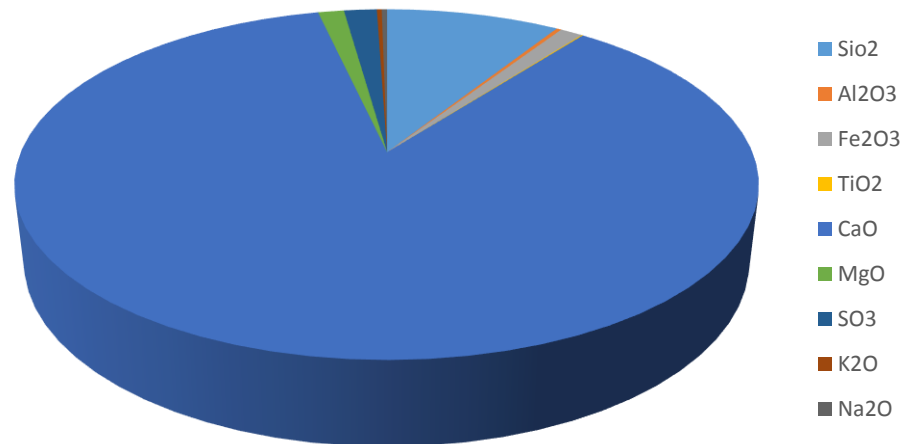
БГ-6 (HPCa)



БГ-4 (Hп/орCa)



БГ-6 (P(h)Ca)



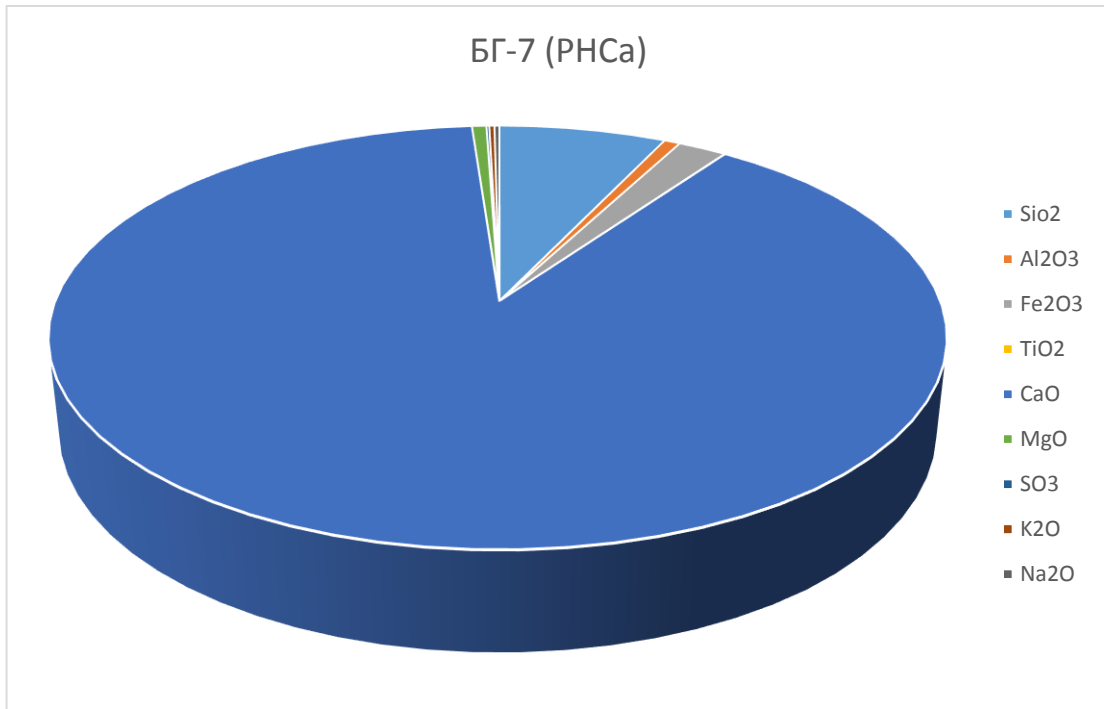
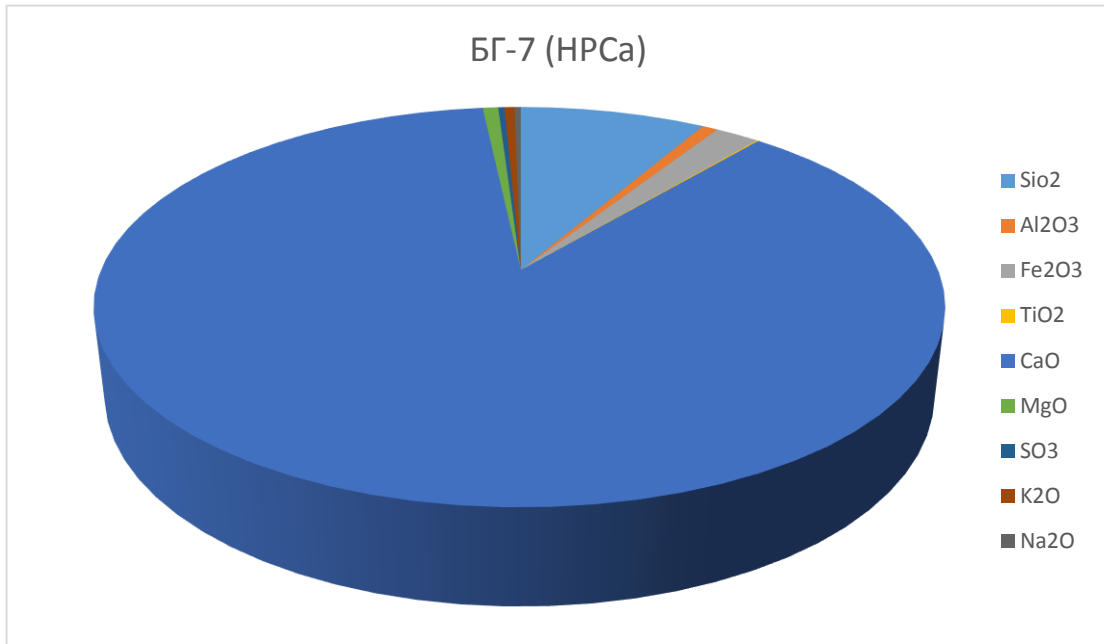


Рис. 5.1. Валовий хімічний склад елювіальної кори звітрювання, ґрунотвірної породи та досліджуваних ґрунтів

валового хімічного складу значний вплив мають процеси розчинення та винесення CaCO_3 з кори вивітрювання та ґрунту [10].

Результати вивчення валового хімічного складу ініціальних рендзин виражені у відсотках від прожареного ґрунту подані у Табл. 5.1., та у вигляді діаграм на рис.5.1. (див. табл 5.1., рис.5.1.).

Для кращого розуміння суті процесу ґрунтотворення, валовий хімічний склад авторами дисертації визначався у ґрунтотвірній породі, шарах звітрювання елювіальної кори, ініціальних рендзинах під різними рослинними формаціями та у розвинутій рендзині.

Результати валового хімічного аналізу виражені у відсотках від ваги прожареного ґрунту, вказують на те, що особливістю хімічного складу досліджуваних слаборозвинених рендзинних ґрунтів є дуже високий вміст оксиду кальцію (CaO) у межах усіх горизонтів генетичного профілю цих ґрунтів. Порівнюючи вміст CaO у слаборозвинутих ґрунтах і освоєному ґрунті, та у звітрілій корі крейдяного мергелю, бачимо що у корі вивітрювання ґрунтотвірної породи вміст CaO помітно більший і становить 89,4%. Якщо ж порівнювати вміст CaO між ґрунтами, то найменшим його вмістом володіє ініціальний ґрунт, що формується під деревною та трав'янистою рослинністю (БГ-6) – 86,59%, тоді як у розвинутому ґрунті (БГ-4) і ґрунті під трав'яною рослинністю з домішкою моху (БГ-7) 87,9% і 87,25% відповідно. Характерною особливістю розподілу CaO у досліджуваних ґрунтах є збільшення його вмісту з глибиною, такий самий розподіл вмісту CaO має і кора вивітрювання крейдяного мергелю.

У генетичному профілі досліджуваних ґрунтів досить високий вміст також має оксид кремнію (SiO₂), так можемо спостерігати помітну диференціацію профілю за цим елементом. Найбільшим його вмістом володіє слаборозвинутий ґрунт, що формується під деревною і трав'яною рослинністю (БГ-6) – 9,26%, у освоєному ґрунті (БГ-4) і ґрунті під трав'яною рослинністю з домішкою моху (БГ-7) - 7,24% і 8,42% відповідно, найменший вміст у елювіальній корі вивітрювання – 6,32%. Аналізуючи дані табл. 5.1. бачимо, що вміст SiO₂ у

досліджуваних ґрунтах з глибиною зменшується на 0,3-07%, також зменшення вмісту SiO_2 можна спостерігати і у елювіальній корі вивітрювання.

Відносне нагромадження SiO_2 у верхній та середній частині профілю ініціальних рендзин та елювіальної кори звітрювання пов'язане з фізичною дезінтеграцією крейдяного мергелю. В наслідок вивітрювання карбонатний цемент руйнується та вимивається, в той час, як SiO_2 акумулюється.

Схожі результати було отримано Р. П. Каском під час досліджень валового хімічного складу рендзин. Автор відзначає, що в процесі вилуговування карбонатів Ca^{2+} і Mg^{2+} зміни відбуваються як в мінералогічному, так і хімічному складі твердих частинок ґрунтової маси. Зменшення вмісту Ca^{2+} і Mg^{2+} та лужноземельних основ є цілком закономірним. Тоді як відносний вміст інших елементів, що входять у склад карбонатної породи – збільшується. Кількість теригенного матеріалу, що накопичується в генетичних горизонтах, на пряму залежить від його вмісту в ґрунотвірній породі [110].

Найбільший вмістом півтораоксидів R_2O_3 відзначається короткопрофільна рендзина (БГ-4), де у верхньому горизонті вміст становить 2,62% та зростає з глибиною до 3,67%. Досить значним вмістом також характеризується ініціальна рендзина, що розвивається під трав'яною рослинністю – 2,71 %, з глибиною вміст майже не змінюється. Вміст R_2O_3 у ґрунті, що формується під впливом деревної рослинності, становить 1,96 %, та знижується з глибиною до 1,42 %. Аналізуючи дані вмісту у елювіальній корі звітрювання, бачимо, що вміст півтораоксидів відносно низький (1,29%), його розподіл рівномірно зростає і в породі становить 1,52%. Загалом у досліджуваних ґрунтах у складі півтораоксидів переважає Fe_2O_3 .

Зазначимо, що процес внутріґрунтового вивітрювання первинних та вторинних мінералів через мобілізацію і винесення основ і заліза, та відносне накопичення в нижньому горизонті кремнезему, алюмінію та заліза з подальшою їх трансформацією у вторинну глину називається сіалітизацією [153]. Нашими дослідженнями виявлено, що при переході від породи до ініціального ґрунту

кількість R_2O_3 помітно зростає. Це добре помітно у верхній частині профілю, де відбувається відносна акумуляція SiO_2 . На підставі одержаних даних можемо говорити про тенденцію розвитку у профілі досліджуваних ґрунтів процесу сіалітизації.

5.2. Оцінка процесів трансформації валового хімічного складу .

Щоб одержати детальнішу інформацію про неоднорідний хімічний склад мінеральної частини досліджуваних ґрунтів і диференціацію їхнього профілю нами були обчислені молярні відношення різних оксидів (Табл.5.2.). Молярні відношення вказують на накопичення або виніс елементів, що є основою для визначення напрямку ґрунтоутворного процесу [173].

Дані молярних відношень характеризують розподіл SiO_2 та R_2O_3 , а також вказують на втрату або накопичення оксидів Феруму та Алюмінію.

Проаналізувавши отримані дані величин молярних відношень, бачимо, що досліджувані ґрунти відзначаються, у порівнянні з породою, досить розширеними показниками молярних відношень, так як і елювіальна кора звітрювання. Це говорить про акумулятивний характер розподілу SiO_2 та відносну втрату R_2O_3 . Величини молярного відношення $Al_2O_3:Fe_2O_3$ засвідчують про кількісну перевагу Феруму у межах профілю досліджуваних рендзин. Причому слід відзначити, що за величиною показника відношення $SiO_2:R_2O_3$ у верхньому шарі, ініціальні рендзини, що формуються під впливом деревної рослинності (БГ-6) схожі з елювіальною корою звітрювання, проте з глибиною це значення дещо розширюється.

Макроморфологічними дослідженнями було встановлено, що виявленні буруваті плями, мають тенденцію до насичення відтінку вниз по профілю, що корелює зі зростанням відносного вмісту Fe_2O_3 .

Для рендзин надзвичайно інформативними є молярні відношення $CaO:SiO_2$ та $SiO_2:CaO$, зважаючи на те, що вони складають основу валового хімічного складу досліджуваних ґрунтів. Це взаємообернені показники, чим

Таблиця 5.2.

Показники диференціації елювіальної кори звітрування та профілю досліджуваних ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Мольні відношення					
		SiO ₂ :Al ₂ O ₃	SiO ₂ :Fe ₂ O ₃	SiO ₂ :R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ :Fe ₂ O ₃	CaO:SiO ₂	SiO ₂ :CaO
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдового мергелю							
P _{Ca}	32-59	26,21	16,24	10,0	0,62	14,41	0,07
Елювіальна кора звітрування крейдового мергелю							
зцементована кірка	0-2	24,99	19,62	12,22	0,78	15,14	0,07
дрібнозем	2-8	20,43	20,86	10,0	1,01	15,29	0,07
щербінь і дрібнозем	8-20	24,27	16,05	9,5	0,66	16,93	0,06
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-4 (переліг)							
H _{Ca}	1-14	20,51	9,57	5,5	0,46	12,99	0,08
HP _{п/орCa}	14-28	15,13	5,4	3,85	0,35	15,56	0,06
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)							
HP _{Ca}	3-13	65,59	14,37	11,54	0,22	10,01	0,10
P(h) _{Ca}	13-20	61,06	20,49	16,67	0,33	10,21	0,10
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)							
HP _{Ca}	3-17	20,16	11,24	7,0	0,55	11,09	0,09
PH _{Ca}	17-24	17,68	9,16	5,9	0,51	13,47	0,07

більше значення $\text{CaO}:\text{SiO}_2$ – тим менше $\text{SiO}_2:\text{CaO}$, що буде свідчити про переважання вмісту CaO над SiO_2 .

Необхідно відзначити, що характерним для досліджуваних рендзин, є помітне звуження величин молярного відношення $\text{CaO}:\text{SiO}_2$ у порівнянні з ґрунотворною породою та збільшення його з глибиною. Це свідчить про те, що в ініціальних рендзинах розвивається процес розчинення та вилуговування карбонатів.

Вперше метод молекулярних відношень, що показує відносне накопичення або втрату речовин у генетичних горизонтах ґрунту в порівнянні з ґрунотворною породою, був запропонований Геррасовіцем [173]. Відзначаючи відносну нерухомість Al_2O_3 під час вивітрювання та ґрунотворення, автор пропонує проводити розрахунок ступеня вивітрюваності та диференціації кори вивітрювання і ґрунту за відношеннями між рухомими компонентами та Al_2O_3 та обґрунтовує ряд індексів для характеристики кори вивітрювання та ґрунту [173]. На підставі цих величин Йенні було запропоновано обчислювати «фактор вилуговування» (β) [103].

Одержанні показники вказують на вилуговування Ca^{2+} і Mg^{2+} відносно Al_2O_3 у межах всієї дрібноземистої частини генетичного профілю ініціальних рендзин та кори звітрювання (табл. 5.3.).

Найменшими абсолютними величинами фактора вилуговування Ca^{2+} і Mg^{2+} відзначається ініціальна рендзина, що формується під впливом трав'яної рослинності (БГ-7) та розвинута короткопрофільна рендзина. Відносно більша величина фактора вилуговування у ініціальній рендзині, що формується під впливом деревної рослинності (БГ-6). Це зумовлено біогенними особливостями модальних ділянок. Підтвердженням особливої ролі рослинності є результати досліджень проведені О. М. Геннадієвим, які показують, що на початкових стадіях ґрунотворення елювіальні явища інтенсивніше виражені у ґрунтах під лісом [53]. Також було встановлено, що абсолютні показники фактора

Фактор вилуговування елювіальної кори звітрювання та досліджуваних ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Мольні відношення				
		$\frac{\text{MgO}+\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (ba)	$\frac{\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (ba ₁)	Фактор вилуговування $\frac{\text{ba}_1 \text{ гор}}{\text{ba}_1 \text{ пор}}$	$\frac{\text{MgO}+\text{CaO}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (ba ₂)	Фактор вилуговування $\frac{\text{ba}_2 \text{ гор}}{\text{ba}_2 \text{ пор}}$
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю						
Р _{Ca}	32-59	403,75	1,25	—	402,50	—
Елювіальна кора звітрювання крейдяного мергелю						
зцементована кірка	0-2	407,52	2,25	1,80	405,25	1,01
дрібнозем	2-8	324,2	0,80	0,64	323,40	0,80
щебінь і дрібнозем	8-20	410,75	2,25	1,80	408,50	1,01
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-4 (переліг)						
Н _{Ca}	1-14	268,50	2,17	1,74	266,33	0,66
НР _{п/орCa}	14-28	230,14	1,71	1,37	228,43	0,57
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)						
НР _{Ca}	3-13	795,50	4,50	3,6	791,00	1,97
Р(h) _{Ca}	13-20	485,50	4,00	3,2	781,50	1,94
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)						
НР _{Ca}	3-17	226,72	1,43	1,14	225,29	0,56
РН _{Ca}	17-24	230,00	0,71	0,57	229,29	0,57

вилуговування зменшуються з глибиною, що свідчить про інтенсивніший розвиток процесу поверхневого вивітрювання.

Аналіз показників фактора вилуговування Ca^{2+} і Mg^{2+} а також лужноземельних металів у межах дрібноземистої частини генетичного профілю ініціальних рендзин свідчить в загальному про дуже слабкий процес вилуговування. При чому відносно більшим є показник вилуговування Na^+ і K^+ . Причиною цього може бути те, що на початкових стадіях ґрунтоутворення в умовах пухкого складення дрібнозему, головну роль у міграції речовин відіграє суспензійне перенесення, проте лише за умов слабокислої або нейтральної реакції середовища та відсутності речовини, що цементує ґрунтову масу. У нашому випадку реакція середовища середньолужна та сильнолужна. Цементуючою речовиною є $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ під час його осадження. Схожі висновки були висвітлені у працях О. М. Геннадієва Е. І. Гагаріної [46; 54].

Під час вивчення ґрунтових макропроцесів дуже інформативним є показник балансу речовини. Побудова балансу окремих оксидів ґрунтується на припущеннях, що будь-яка складова ґрунту у процесі ґрунтоутворення залишається нерухомою, тобто не зазнавала будь-яких перетворень, ні привнесення в ґрунт, ні винесення з нього, а якщо і зазнавала, то в дуже незначній мірі. Найчастіше за свідка беруть SiO_2 , проте і його не можна вважати повністю стійким, оскільки найдрібніші його частинки можуть виноситися механічно [173].

Щоб обчислити баланс валового хімічного складу, була визначена щільність будови всіх досліджуваних генетичних горизонтів. Після чого були обчислені запаси оксидів у кожному горизонті на його потужність та довільно вибрану площу – 1 м². За запропонованою формулою О. А. Роде (1939) та П. Кундлером (1959) були зроблені обрахунки:

$$A_1 = A_0 \frac{Q_1}{Q_0}$$

A_1 – вихідний запас оксиду в горизонті; A_0 – його запас в ґрунотворній породі довільної потужності; Q_0 – запас «свідка» у такому ж шарі ґрунотворної породи; Q_1 – запас свідка у горизонті, для якого проводиться розрахунок.

Віднімаючи від обчисленої величини A_1 визначений фактично запас оксиду в горизонті, знайшли величини його накопичення (+) або втрати (-).

Результати обчислення валових запасів оксидів у ініціальних рендзинах подано у таблиці 5.4.

Досліджувані ініціальні рендзини, в залежності від умов їх формування, відзначаються наступними особливостями:

- Усі досліджувані ґрунти відзначаються рівномірним накопиченням у межах профілю Al_2O_3 , окрім ініціальної рендзини, що формується під впливом деревної рослинності, для якої характерний його виніс;
- Спостерігається приблизно рівномірне накопичення Fe_2O_3 , проте для елювіальної кори звітрювання характерний виніс;
- Досить неоднорідним є баланс CaO . Відтак для елювіальної кори звітрювання характерне нагромадження даного оксиду, причому його інтенсивність з глибиною зростає. Короткопрофільна розвинута рендзина відзначається виносом CaO у верхньому горизонті, та інтенсивнішим нагромадженням у нижньому. Для ініціальних рендзин характерний виніс CaO . Відносно більшим виносом відзначається ініціальна рендзина, що розвивається під впливом деревної рослинності (БГ-6). З глибиною інтенсивність вимивання дещо зменшується;
- Майже рівномірним є розподіл балансу запасів оксидів MgO , TiO_2 , SO_3 , K_2O , Na_2O .

Таблиця 5.4.

Баланс валових запасів оксидів у елювіальні корі звітрювання та досліджуваних ґрунтах

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Величини виносу (-) або накопичення (+) компонента (S), кг/м ²								
		S _{SiO₂}	S _{Al₂O₃}	S _{Fe₂O₃}	S _{TiO₂}	S _{CaO}	S _{MgO}	S _{SO₃}	S _{K₂O}	S _{Na₂O}
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдового мергелю										
P _{Ca}	32-59	0	—	—	—	—	—	—	—	—
Елювіальна кора звітрювання крейдового мергелю										
зцементована кірка	0-2	0	+0,02	-0,18	+0,001	+4,28	+0,39	+0,16	-0,07	+0,22
дрібнозем	2-8	0	+0,11	-0,23	+0,02	+5,14	+0,26	+0,71	-0,06	-0,02
щебінь і дрібнозем	8-20	0	+0,03	+0,01	+0,01	+13,43	+0,28	+0,11	+0,1	+0,22
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-4 (переліг)										
H _{Ca}	1-14	0	+0,13	+0,83	+0,06	-9,62	+0,41	-1,14	+0,50	+0,11
HP _{п/орCa}	14-28	0	+0,29	+2,00	+0,05	+6,49	+0,53	-0,92	+0,50	+0,15
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)										
HP _{Ca}	3-13	0	-0,36	+0,20	-0,01	-38,13	+0,37	-1,35	+0,1	+0,02
P(h) _{Ca}	13-20	0	-0,33	-0,31	+0,03	-35,25	+0,46	0,20	-0,03	+0,02
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)										
HP _{Ca}	3-17	0	+0,16	+0,62	+0,04	-26,16	-0,13	-1,13	+0,19	+0,039
PH _{Ca}	17-24	0	+0,22	+0,90	-0,001	-6,23	-0,08	-1,06	-0,003	+0,01

Висновки до розділу 5.

1. Особливістю валового хімічного складу ініціальних рендзин є високий вміст CaO та SiO₂. Відносно значним вмістом відзначаються R₂O₃, в складі яких повністю переважає Fe₂O₃.
2. Дослідженнями було встановлено чітку тенденцію збагачення досліджуваних ґрунтів SiO₂.
3. Характерним для досліджуваних рендзин, є незначне звуження величин молярного відношення CaO:SiO₂ у порівнянні з ґрунотворною породою. Це є свідченням розвитку процесу розчинення та вилуговування карбонатів.
4. Абсолютні показники фактора вилуговування зменшуються з глибиною, що свідчить про інтенсивніше поверхневе звітрювання.

РОЗДІЛ 6. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ І ВЛАСТИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЩИН

6.1. Карбонатність і процеси знекарбоначування

Рендзинні ґрунти являються унікальним об'єктом досліджень, зважаючи на низку відмінностей характеру ґрунотворної породи. Цілком логічним буде твердження, що процес ґрунотворення буде мати дещо відмінний характер і напрям. Адже, як відомо, переважна більшість властивостей ґрунтів визначається особливостями вивітрювання ґрунотворної породи, мінералогічного складу та кількості нерозчинних домішок, в даному випадку це визначається наявністю великої кількості карбонатів Кальцію [46; 49].

В процесі формування ґрунту, процеси ґрунотворення та вивітрювання відбуваються одночасно, як наслідок відбувається накладання профілю ґрунту на профіль кори вивітрювання, котрий визначається фізичною дезінтеграцією, гідратацією, вилуговуванням, окисненням та гідролізом [156].

Е. І. Гагаріна виділяє три характерні зони для кори вивітрювання карбонатних порід: дисперсну, уламкову та тріщинувату. Зазначаючи при тому, що дисперсна зона поширена не повсюдно, а лише у вигляді окремих ареалів піщано-пилуватого, пилуватого та глинисто-піщаного матеріалу. Найчастіше зустрічаються поєднання дисперсної та уламкової зон, в такому випадку дисперсна є заповнювачем між уламками карбонатної породи [47].

Ґрунти, котрі формуються на карбонатних породах своїми властивостями різко контрастують і відрізняються від ґрунтів, що формуються на інших ґрунотворних породах. Карбонатні осадові породи розглядаються як полігенетичні утворення, в яких допускається присутність хемогенних, біохемогенних та уламкових компонентів. При гіпергенному вивітрюванні даних порід відбувається розчинення мінералів, котрі формують породу та накопичення нерозчинного залишку (глиниста речовина, кварц, фосфати, сульфати). Інтенсивне вивітрювання карбонатних порід відбувається при дії теплової енергії сонця, води, діоксиду карбону та органічних кислот [49].

При хімічному вивітрюванні карбонатної породи, основним процесом є розчинення, в наслідок якого з карбонатів утворюються бікарбонати, котрі виносяться з ґрунту, тобто відбувається процес знекарбоначування. Цей процес відбувається одночасно з фізичним вивітрюванням, котре передбачає подрібнення уламків щільної карбонатної породи [49]. Дослідженнями Р. Каска та А. Хейнсалу було встановлено, що за 2-3 річний період великі уламки породи подрібнюються, досягаючи розмірів 1-5 см. Вченими також були проведені обрахунки, котрі засвідчують, що з території Естонії щорічно 300-350 т/га вимивається [110].

В наслідок розчинення карбонатних порід, на їх поверхні нагромаджується нерозчинний залишок, що в свою чергу залежить від мінералогічного складу карбонатної породи, швидкості інфільтрації води та вмісту діоксиду карбону у ній. Найбільше нерозчинного залишку накопичується при низькій швидкості просочування води та у кислому середовищі при підвищеній концентрації CO_2 .

М. А. Макечієва (1991) зазначає, що в результаті вивітрювання вапняків відбувається процес руйнування структурних зав'язків в наслідок розчинення криптокристалічної карбонатної речовини, котра знаходиться між кристалами карбонатів [143]

В нейтральному середовищі процес розчинення карбонатів сповільнюється і спостерігається лише початкова стадія формування продуктів вивітрювання. При вивітрюванні одностипних карбонатних порід у різних умовах утворюються різні кінцеві продукти. Ступінь перетворення карбонатних порід залежить від структурно-текстурних їх особливостей: вивітрювання підсилюється при зменшенні розміру частинок [49].

В наслідок розчинення карбонатні породи змінюють своє забарвлення (з'являється бурий відтінок), що свідчить про зміну хімічного та мінералогічного складу.

Ґрунотворною породою у межах території дослідження (Західно-Подільська височинна область) є продукти елювіогенези

турон-сенонських відкладів, верхнього відділу крейдової системи, що представлені крейдяними мергелями.

За даними С. І. Пастернака вміст CaCO_3 у крейдяних мергелях дуже високий і становить 80-90 %, вміст глинистого матеріалу становить 10-20 %. Складені крейдяні мергелі мікро- та криптокристалічним карбонатом кальцію із значною домішкою роздроблених кальцитових скелетів мікроорганізмів [61].

Відмінною особливістю досліджуваних ініціальних рендзин є значний вміст кам'янистих і щебенистих уламків ґрунтотворної породи з поверхні профілю.

В наслідок сукупної дії процесів ґрунтотворення та вивітрювання, уламки вихідної ґрунтотворної породи вилуговуються та розчиняються, головна їх маса промивається в низ по профілю та відкладається у тріщинах та пустотах породи у вигляді кольматаційних утворень.

Потужність пухкої товщі елювію, так, як і наявність щебенистих включень вихідної ґрунтотворної породи є визначальними у процесі ґрунтотворення. Вирішальну роль у формуванні досліджуваних ґрунтів відіграє значна щебенюватість і кам'янистість, як наслідок висока фільтраційна здатність, відносна сухість та низька питома поверхня дрібнозему.

Основою формування ініціальних рендзин є поступове руйнування та вилуговування карбонатів кальцію у межах профілю. Р. Каск та А. Хейнсалю (1989) наводять наступні ознаки процесу вилуговування: частка вмісту та розмір уламків породи зменшується; спостерігається корозія поверхні карбонатних частинок; міцність уламків карбонатної породи зменшується; на поверхні карбонатних частинок з'являються жовто-бурі плівки гідроксидів заліза.

Для встановлення особливостей будови генетичних профілів ініціальних рендзин та виявлення відмінностей вмісту та характеру розподілу карбонатів у ґрунтах, що розвиваються у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах, авторами було проведено детальні макроморфологічні дослідження та визначення вмісту і запасів CaCO_3 . Дані лабораторно-аналітичних досліджень представлені у таблиці 6.1. та графічно відображені на рисунках 6.1., 6.2. Слід

зазначити, що у зв'язку зі значною щебенюватістю та кам'янистістю досліджуваних ґрунтів для обрахунків запасів карбонатів Кальцію були взяті приблизні показники щільності будови.

Для ініціальних рендзин досліджуваної території характерними є карбонати у вигляді уламків різної форми та розмірів вихідної ґрунтоутворюючої породи та аморфного твердофазного грубо- та тонкодисперсного продукту вивітрювання у вигляді порошкоподібної та борошнистої присипки. Для короткопрофільної рендзини, що перебуває на перфектній стадії розвитку, у верхньому шарі карбонати представлені білувато-сірими та білувато-бурими ореолами навколо уламків вихідної карбонатної породи, а також морфологічно не виражена у дрібноземі карбонатна пропитка.

В незалежності від умов формування, досліджувані ґрунти відзначаються закономірною зміною вмісту CaCO_3 , що свідчить про карбонатну диференціацію їхнього профілю у процесі ґрунтоутворення. При проведенні макроморфологічних досліджень нами були виділені три шари звітрювання, котрі підтверджуються результатами лабораторно-аналітичних досліджень:

⇒ *Перший шар (шар інтенсивного вивітрювання)* – поверхневий шар товщиною ~ 0-5 – 0-10 см, котрий відзначається пониженим вмістом CaCO_3 (55-60 %), слід зазначити, що цей шар може бути перекритим делювіальними наносами, так як це можемо спостерігати у розрізі БГ-2 та БГ-8. В даному шарі наявна велика кількість дрібних уламків крейдяного мергелю, розміром < 7 мм. Уламки карбонатної породи зазнають значного вивітрювання, про що свідчить

відсутність гострих граней і близька до овальної форма. Також наявний у значній кількості твердофазний тонкодисперсний карбонатний матеріал.

⇒ *Другий шар (шар помірного вивітрювання)* – 5-10 – 10-20 см, чітко помітний візуально за збільшенням вмісту уламків крейдяного мергелю

Таблиця 6.1.

Вміст та запаси карбонатів у досліджуваних ґрунтах

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Карбонатність ¹ , %	Щільність будови, г/см	Запаси ² , т/га	S _{Ca} ³
1	2	3	4	5	6
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №1, р. БГ-1 (багаторічні трави)					
H _{Ca}	2-19	62,4	1,15	717,6	1,31
HP _{Ca}	19-23	69,0	1,35	931,5	
P _{Ca}	23-64	83,6	–	–	
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №2, р. БГ-2 (рослинність відсутня)					
Ph _{Ca}	0-10	78,8	1,3	1024,4	–
H _{Ca}	10-16	70,6	1,35	953,1	
P _{Ca}	16-45	77,4	–	–	
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №3 р. БГ-3 (екотоп сосни звичайної)					
H _{Ca}	2-4	65,6	1,36	892,16	1,09
P(h) _{Ca}	4-6	73,8	1,32	97,4	
P _{Ca}	6-12	86,2	–	–	

1	2	3	4	5	6
Короткопрофільна рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №4					
р. БГ-4 (переліг)					
H_{Caop}	1-14	61,4	1,11	681,54	1,44
$HP_{Caп/оп}$	14-28	66,8	1,34	895,12	
Ph_{Ca}	28-40	74,4	1,32	982,08	
P_{Ca}	40-65	83,6	–	–	
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №5					
р. БГ-5 (екотоп сосни звичайної)					
H_{Ca}	2-5	60,0	1,15	690	1,3
$P(h)_{Ca}$	6-22	72,4	1,32	955,68	
P_{Ca}	22-35	93,6	–	–	
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №6					
р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)					
H_{Ca}	3-13	55,2	1,01	557,52	1,76
$P(h)_{Ca}$	13-20	75,0	1,31	982,5	
P_{Ca}	20-33	89,8	–	–	

1	2	3	4	5	6
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №7					
р. БГ-7 (багаторічні трави з домішкою моху)					
H_{Ca}	3-17	63,8	1,15	733,7	1,43
PH_{Ca}	17-24	73,6	1,33	978,88	
Ph_{Ca}	24-38	81,6	1,29	1052,64	
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №8					
р. БГ-8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)					
Ph_{Ca}	6-14	74,8	1,31	979,88	—
H_{Ca}	14-31	65,2	1,33	867,16	
$P(h)_{Ca}$	31-40	74,6	1,32	984,72	
P_{Ca}	40-60	83,6	—	—	

Примітка. 1. Середні значення вмісту $CaCO_3$, % ($n = 5$); 2. Запаси карбонатів, т/га обчислювали на потужність – 10 см;

3. S_{Ca} – коефіцієнт диференціації профілю за вмістом карбонатів (Ph_{Ca}/ H_{Ca}).

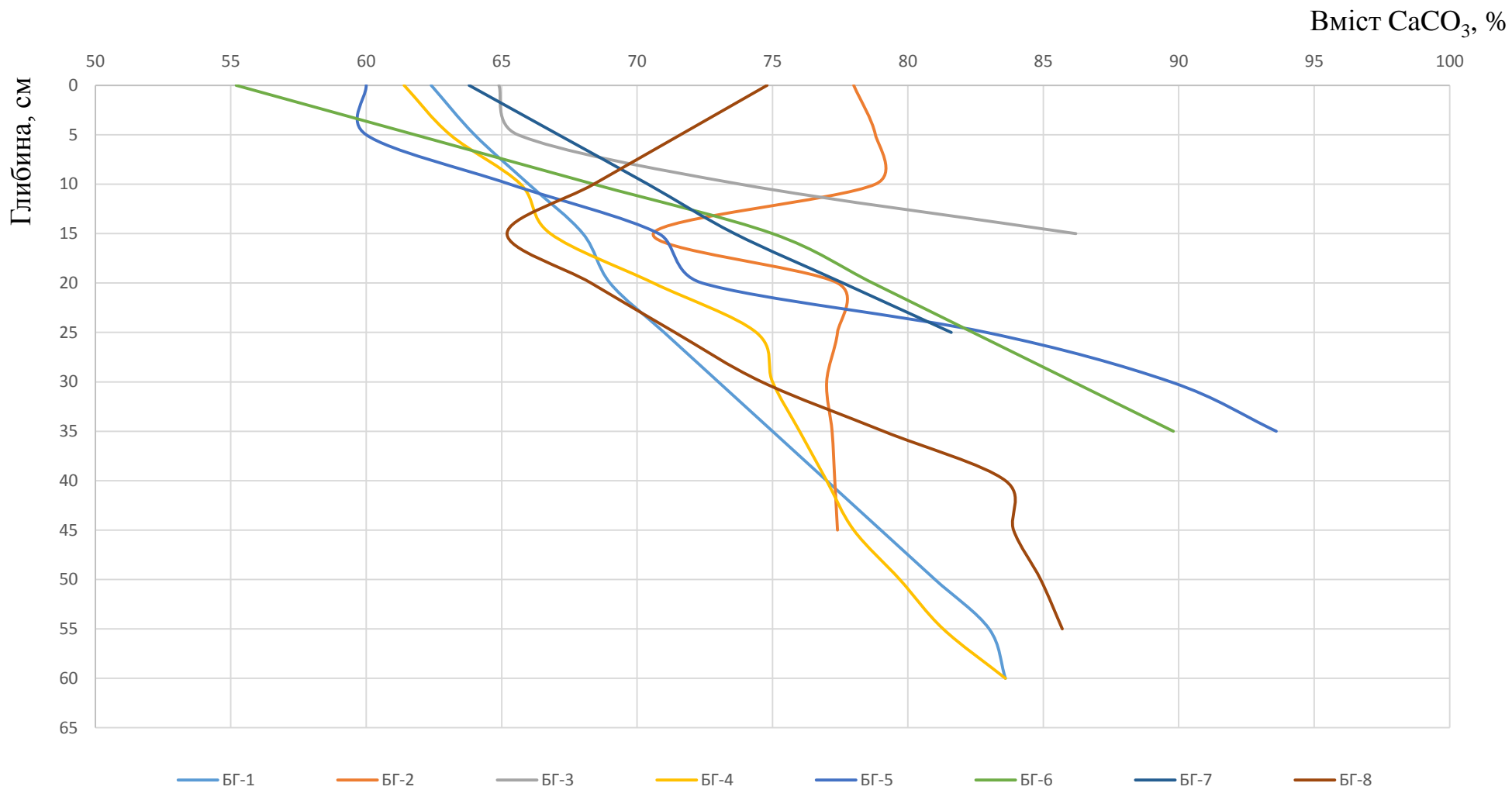


Рис.6.1. Вміст та профільний розподіл CaCO₃

розміром > 20 мм, простір між якими заповнений аморфною карбонатною масою білувато-бурого або білувато-сірого кольору. Вміст CaCO_3 , порівняно з верхнім шаром, помітно збільшується і сягає 70-75 %. Великий вміст аморфної карбонатної маси пояснюється зменшенням темпу вивітрювання та осадженням, внаслідок надлишку CaCO_3 , вуглекислих солей $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, що були винесені з верхнього шару. Таке твердження добре корелює з дослідженнями Є. М. Самойлової та Ю. С. Толчельникова (1991), котрі зазначають, що карбонати нижчих горизонтів майже не розчиняються, адже розчини, що просочуються крізь верхні горизонти вже насичені бікарбонатами і не можуть їх розчиняти [177]. Також це підтверджується проведенням авторами дисертації лабораторним модельним дослідом

⇒ *Третій шар (Шар пасивного вивітрювання)* – розташований на глибині 10-15 – 20-30 см і складений переважно уламками великих розмірів з чіткими гранями. Уламки залягають досить щільно, порожнини між ними заповнені глинистим пастоподібним матеріалом білувато-сірого та білувато-бурого забарвлення. Про незначне вивітрювання свідчить порошкоподібний білувато-сірий наліт на поверхні грубих уламків крейдяних мергелів. Вміст CaCO_3 значний і становить 83-89 %, досягаючи у нижній межі таких самих значень, як і у породі.

Ще під час польових досліджень було встановлено, до досліджувані ґрунти є сильно карбонатними, це засвідчує бурхливе закипання від 10% HCl з поверхні і по всьому профілі.

Аналізуючи отримані дані (див. табл. 6.1.), бачимо, що вміст CaCO_3 у верхній частині генетичних профілів варіює у вузьких межах 55-65 %.

Відносно меншим вмістом відзначаються ініціальні рендзини, що розвивається в межах екотопу сосни зі слаборозвиненим трав'яним покривом у нижній третині схилу – 60-55,2 % (БГ-5, БГ-6), проте вже з глибини 5-13 см вміст карбонатів різко зростає, досягаючи 72,4-75 % відповідно. Це свідчить про прогресивно-елювіальний тип розподілу карбонатів. Аналогічним типом

розподілу відзначається слаборозвинена рендзина, що розвивається в межах екотопу сосни у середній частині схилу (БГ-3), щоправда зміна вмісту карбонатів відбувається надзвичайно різко, так на глибині 2-5 см становить 60 %, а вже на позначці 10 см досягає 86,2 %.

Зовсім відмінним і дуже цікавим є профільний розподіл карбонатів у слаборозвинених рендзинних змито-намитих ґрунтах (БГ-2, БГ-8). Вони виділяються тим, що вже з поверхні мають великий вміст карбонатів, що становить 78,8-74,8%. На глибині 10-14 см вміст карбонатів зменшується до 70,6-65,2 %, проте з глибини 16-31 см вміст карбонатів знову зростає і досягає 77,4-74,6 %. Такий акумулятивно-елювіально-ілювіальний тип розподілу можна пояснити наявністю у цих ґрунтах верхнього намитого горизонту і похованого гумусово-акумулятивного.

Для ініціальних рендзин, що розвиваються під покривом трав'яної рослинності у нижній та верхній частині схилу БГ-1 та БГ-7 відповідно, характерний рівномірно-елювіальний тип розподілу карбонатів. Дані ґрунти відзначаються відносно розвиненішим профілем, проте вміст карбонатів все ще значний 62,4-63,8 %. За показниками вмісту та профільного розподілу CaCO_3 дані ґрунти наближаються до короткопрофільної рендзини БГ-4. Проте слід зазначити, що високий вміст карбонатів у короткопрофільній рендзині пов'язаний з інтенсивним обробітком ґрунту, при якому з нижніх шарів виносились подрібнені уламки вихідної ґрунтоутворюючої породи.

Також було обчислено коефіцієнт диференціації профілю за вмістом карбонатів ($\text{Ph}_{\text{Ca}} / \text{H}_{\text{Ca}}$) (див. табл. 6.1.). Так до слабодиференційованих відносяться ініціальні рендзини, що формуються в межах екотопу сосни БГ-3, БГ-5 ($S_{\text{Ca}}=1,09-1,3$). Ґрунти, що розвиваються під впливом трав'яної рослинності БГ-1, БГ-7, а також розвинена короткопрофільна рендзина БГ-4 є середньодиференційованими ($S_{\text{Ca}}= 1,31-1,44$). Сильнодиференційованою є рендзина, що розвивається під сукупним впливом дерев'янистої та трав'янистої рослинності БГ-6 ($S_{\text{Ca}}=1,76$).

Враховуючи те, що щільність будови у досліджуваних ґрунтах є неоднаковою, нами було розраховано запаси карбонатів (т/га) у шарі 0-10 см. (див. табл. 6.1. рис. 6.2.).

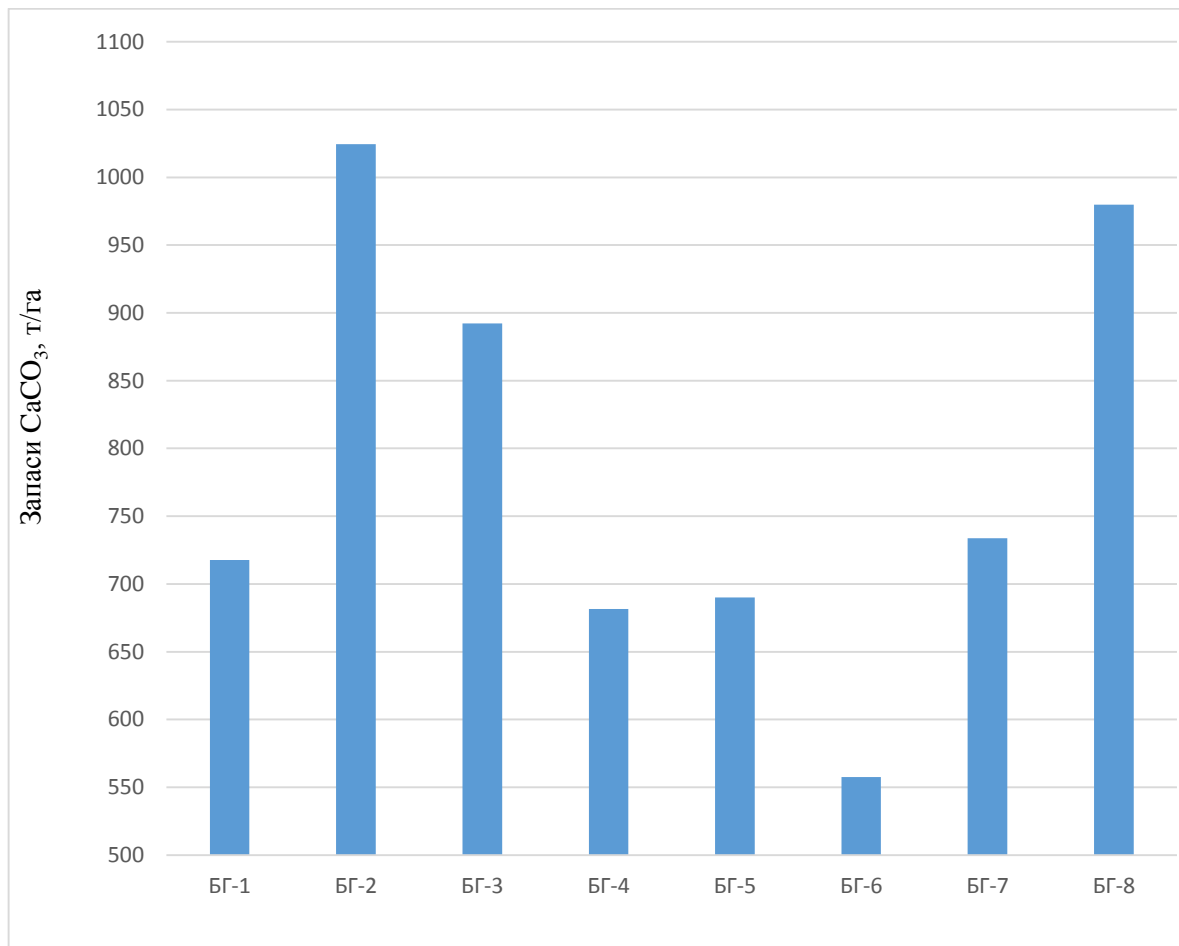


Рис. 6.2. Запаси карбонатів у ініціальних рендзинах.

Найбільшими запасами карбонатів у шарі 0-10 см відзначаються ґрунти модальних ділянок БГ-2 та БГ-8, 1024,4 та 978,88 т/га відповідно. Це пояснюється насамперед тим, що у цих ґрунтах є верхній намитий горизонт.

Досить значними запасами 892,16 т/га характеризується ініціальна рендзина, що розвивається у межах екотопу сосни БГ-3, що свідчить про слабкий процес знекарбоначування.

Запаси CaCO₃ у ґрунтах, що формуються під покривом багаторічних, варіюють у вузьких межах – 681,54 т/га (БГ-4) – 733,7 т/га (БГ-7).

Найменшими запасами карбонатів 557,52 т/га відзначається ініціальна рендзина, що розвивається під сукупним впливом трав'яної і деревної рослинності (БГ-6).

Кислотно-основні властивості є однією з ключових складових характеристик фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Вони визначаються речовинно-мінералогічним складом та умовами ґрунтоутворення. Вивчаючи кислотно-основні властивості можна привідкрити сутність і направленість процесу ґрунтоутворення та виокремити елементарні ґрунтові процеси.

Кислотно-основні властивості ґрунтів характеризуються за інтенсивними та екстенсивними показниками. До інтенсивних відносять значення рН ґрунтового розчину, який дорівнює величині від'ємного десяткового логарифма концентрації йонів гідрогену у розчині ($\text{pH} = -\lg[\text{H}^+]$) [114].

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 можуть мати 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 [153].

Велика кількість кислотних компонентів надходить у ґрунт у процесі життєдіяльності ґрунтової біоти. Більшість рослин у процесі свого метаболізму і розвитку в більшій мірі вбирають з ґрунтового-вбирного комплексу катіони, ніж аніони, проводячи обмін. До обмінного фонду аніонів та катіонів у рослин можуть входити йони H^+ , OH^- та HCO_3^- . Таким чином рослина, продукуючи обмінні протони, забезпечує електронейтральність у системі та підкислює середовище [149].

Також слід зазначити, що одне із найбільших джерел протонів у ґрунті нерозривно пов'язане з колообігом карбону та реакцією дисоціації карбонової

кислоти. Т. А. Соколова відзначає, що роль карбонової кислоти, як джерела протонів, велика у ґрунтах, котрі мають $pH > 6$, бо у ґрунтах з $pH < 6$ H_2CO_3 перебуватиме у недисоційованому стані [171].

Значення pH є дуже мінливим у часі. Воно залежить від багатьох факторів: складу катіонів та їх концентрації у ґрунтовому розчині, зміни вологості та температури, а також парціального тиску CO_2 (P_{CO_2}), присутності солей карбонатів. Д. С. Орлов зазначає, що на величину pH ґрунтового розчину суттєво впливає зміщення рівноваги в системі $CO_2-CaCO_3-H_2O$. Суспензія $CaCO_3$ у воді має pH 9,6. Якщо ж таку суспензію буде приведено у рівноважний стан з атмосферним повітрям, як наслідок pH знизиться до 8,4. При збільшенні концентрації CO_2 у ґрунтовому повітрі до 10 %, pH рівноважного розчину знизиться до 6,7 [149].

Карбонатні іони представлені у ґрунтах переважно як у вигляді легкорозчинних $NaCO_3$ і $NaHCO_3$ так і у вигляді важкорозчинних солей $CaCO_3$, котрі за певних умов переходять із твердої фази ґрунту у ґрунтовий розчин. Їх роль у карбонатних ґрунтах настільки значна, що їх виокремлюють і називають карбонатно-кальцієвими системами (ККС). Збереження рівноваги у ККС є головним механізмом регуляції значення pH ґрунтового розчину. Серед найважливіших процесів, котрі визначають рівновагу у ККС виділяють: дисоціацію $CaCO_3$, розчинення CO_2 у ґрунтовому розчині, рівновага у системі CO_2-H_2O [149].

Л. А. Воробйовою було встановлено, що у ККС при зменшенні парціального тиску CO_2 буде спостерігатись зростання pH і зменшення карбонатної лужності, а при збільшенні P_{CO_2} – pH буде зменшуватись, проте карбонатна лужність буде зростати за рахунок більшої розчинності кальциту [43].

Ф. Дюшофур, описуючи сезонну динаміку зміни pH зазначає, що у період високої біологічної активності та при збільшенні парціального тиску CO_2 pH у

карбонатних ґрунтах може зменшуватись та досягати 7,0, а при зменшенні біологічної активності та парціального тиску CO_2 буде збільшуватись [93].

Підбиваючи підсумки, зазначимо, що компоненти, котрі зумовлюють лужність ґрунту мають дуже складну структуру та взаємозв'язок. Ключову роль у формуванні лужності карбонатних ґрунтів відіграють йони CO_3^{2-} та HCO_3^- .

У сучасній науковій літературі вкрай мало праць про динаміку фізико-хімічних властивостей ініціальних ґрунтів Західного регіону України, що формуються на карбонатних породах. В основному зустрічаються праці, котрі стосуються властивостей, генези та поширення дерново-карбонатних ґрунтів [10; 76]. Проте слід зазначити, що у своїй докторській дисертації А. А. Кирильчук, аналізуючи хроноряди рендзин, частково порушує тему слаборозвинених ґрунтів, що перебувають на ініціальній стадії розвитку [117].

Аналіз наукових праць показує, що однією з найхарактерніших властивостей для розвинених дерново-карбонатних ґрунтів є нейтральна або слабо лужна реакція верхніх горизонтів і лужна – нижніх ($\text{pH}_{\text{водне}} 7,2-8,4$). На думку більшості вчених, особливістю цих ґрунтів є те, що винесення основ компенсується надходженням Ca^{2+} із уламків карбонатної породи, що присутні у дрібноземі. Відтак поки всі частинки карбонатної породи повністю не розчинені, у ґрунті зберігається нейтральна або слаболужна реакція [114].

Проведені нами дослідження карбонатності ініціальних рендзин, котрі були представлені та проаналізовані у попередньому підпункті, засвідчують, що у процесі ґрунтоутворення відбуваються зміни вмісту та профільного розподілу карбонатів. Так авторами була встановлена та підтверджена тенденція до розчинення карбонатів. Цілком справедливим буде твердження, що цей процес вплине на зміщення рівноваги карбонатно-кальцієвої системи, а отже і на формування кислотно-основних властивостей ініціальних рендзин. Найбільше зменшення вмісту CaCO_3 спостерігається у верхній частині профілю до глибини 5-10 см. Нижче цієї межі спостерігається різке збільшення вмісту карбонатів, що

свідчить про зменшення інтенсивності процесу вивітрювання, а відтак і знекарбоначування, що повинно послабити вплив на формування кислотно-основних властивостей.

Визначення величини показника рН проводилось потенціометрично, при відношенні ґрунт : вода, як 1 : 5.

Результати проведених досліджень наведені у таблиці 6.2 та графічно відображені на рисунку 6.3.

Також зазначимо, що для простеження залежності між значеннями рН та карбонатністю досліджуваних ґрунтів, у таблицю було внесено показники вмісту CaCO_3 .

Проаналізувавши дані табл.6.2. і виходячи з рис. 6.3. можемо сказати про наступні особливості профільного розподілу значень рН: З поверхні, усі досліджувані ґрунти мають слаболужну або ж лужну реакцію, значення рН коливається у вузьких межах – 8,0-8,45.

У слаборозвинених рендзинних ґрунтах, що формуються під трав'яною рослинністю (БГ-1, БГ-4). У верхніх горизонтах даних ґрунтів значення рН коливається в межах 8,06-8,12. З глибини 10 см значення починає зростати і на

Таблиця 6.2.

Залежність значення рН від карбонатності у ініціальних рендзинах

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Карбонатність, %	Значення рН _{водне}
1	2	3	4
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №1, р. БГ-1 (багаторічні трави)			
Н _{Ca}	2-19	62,4	8,12
НР _{Ca}	19-23	69,0	8,29
Р _{Ca}	23-64	83,6	8,43
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №2, р. БГ-2 (рослинність відсутня)			
Ph _{Ca}	0-10	78,8	8,39
Н _{Ca}	10-16	70,6	8,08
Р _{Ca}	16-45	77,4	8,27
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №3 р. БГ-3 (екотоп сосни звичайної)			
Н _{Ca}	2-4	65,6	8,21
Р(h) _{Ca}	4-6	73,8	8,37
Р _{Ca}	6-12	86,2	8,46

1	2	3	4
Короткопрофільна рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №4 р. БГ-4 (переліг)			
H_{Caop}	1-14	61,4	8,06
$HP_{Caп/ор}$	14-28	66,8	8,22
Ph_{Ca}	28-40	74,4	8,35
P_{Ca}	40-65	83,6	8,47
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №5 р. БГ-5 (екотоп сосни звичайної)			
H_{Ca}	2-5	60,0	8,3
$P(h)_{Ca}$	6-22	72,4	8,98
P_{Ca}	22-35	93,6	9,02
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №6 р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)			
H_{Ca}	3-13	55,2	8,29
$P(h)_{Ca}$	13-20	75,0	8,98
P_{Ca}	20-33	89,8	9,02

1	2	3	4
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №7			
р. БГ-7 (багаторічні трави з домішкою моху)			
H_{Ca}	3-17	63,8	8,51
PH_{Ca}	17-24	73,6	8,73
Ph_{Ca}	24-38	81,6	9,01
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №8			
р. БГ-8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)			
Ph_{Ca}	6-14	74,8	8,4
H_{Ca}	14-31	65,2	8,32
$P(h)_{Ca}$	31-40	74,6	8,36
P_{Ca}	40-60	83,6	8,45

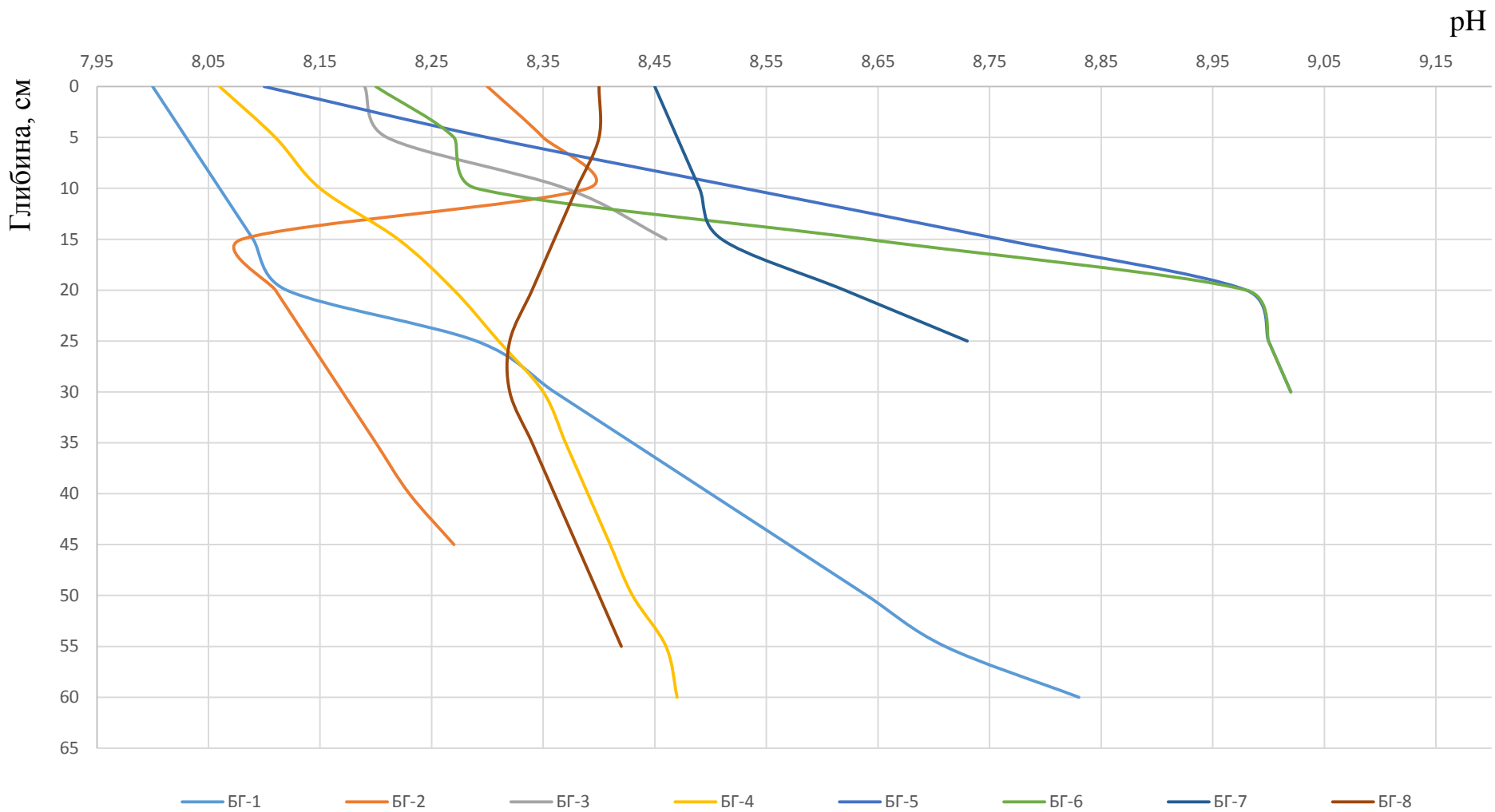


Рис.6.3. Профільний розподіл значень рН

глибині 30 см становить 8,35-8,43 після чого з глибиною майже не змінює свого значення.

Схожий характер розподілу, але дещо інші значення має слаборозвинутий ґрунт, що формується під трав'яною рослинністю з домішкою моху (БГ-7). В даному випадку у верхньому горизонті рН становить 8,51, на глибині 17 см зростає до 8,73 і на глибині 24 см значення рН досягає 9,01.

Зовсім відмінним є розподіл значень рН у слаборозвинених ґрунтах під трав'яною рослинністю (БГ-3, БГ-5). Тут значення рН у верхньому горизонті становить 8,3, але вже на глибині 6 см воно дуже різко зростає, досягаючи 8,98.

У ґрунті сформованому під деревною і трав'янистою рослинністю (БГ-6) значення рН у верхньому горизонті становить 8,29, проте не так різко зростає. В даному випадку лише з глибини 15 см воно зростає до 8,98 і у породі становить 9,02.

Ще інший профільний розподіл значень рН у слаборозвинених рендзинних змито-намитих ґрунтах без рослинного покриву (БГ-2, БГ-8). У цьому випадку у верхніх горизонтах значення рН коливається в межах 8,39-8,4, у розрізі БГ-2 воно на глибині 10 см зменшується до 8,08 і з глибини 20 см зростає до 8,43. У розрізі БГ-8 на глибині 15 см значення рН зменшується до 8,3 і з глибини 30 см помалу зростає до 8,45.

Вивчення значення рН та його профільного розподілу вказує на те що загалом діапазон значень у досліджуваних ґрунтах дуже вузький по всьому генетичному профілю і коливається в межах 8,0-9,02. Це свідчить про те, що вплив ґрунтоутворної породи, зокрема її карбонатності, на значення рН є надзвичайно великим.

Слід зазначити, що досліджуючи кислотно-основні властивості ініціальних ґрунтів, використовуючи методіку розроблену для розвинених ґрунтів, можемо отримати похибки. Насамперед тому, що досліджувані ґрунти з поверхні є кам'янистими та щебенюватими, відповідно дрібнозем не рівномірно розприділяється по ґрунтовому профілі, а заповнює шпари між уламками вихідної породи. До того ж, відбираючи зразки по окремих генетичних

горизонтах та в подальшому приготуючи їх до лабораторно-аналітичних досліджень, нами будуть розтиратись уламки ґрунотворної породи, а це може трохи спотворити дійсну картину.

Враховуючи цей факт, авторами дисертації було ще додатково проведено дослідження по встановленню мінливості значення рН у профілі ініціальної рендзини, що розвивається у межах екотопу сосни. Деталі проведеного дослідження описані у розділі Методика. Слід зазначити, що у даному випадку зразки ґрунту відбирались не погоризонтно, а пошарово (0-5, 5-10, 10-15, 15-20, 20-25 та 25-30 см), а також на різній відстані від стовбура дерева, частково охоплюючи ділянку де ґрунту нема.

Дослідження такого типу у ґрунтознавстві проводяться не в перше. Починаючи з робіт Л. О. Карпачевського (1977, 1981) поступово почало складатися уявлення, що ґрунтовий покрив під лісовими біогеоценозами схожий на бджолину «сотову» структуру, організаційними елементами якої являються комірочки-тессери. У межах тессер, від центру до периферії властивості ґрунтів закономірно змінюються, формуючи таким чином концентраційні структури. Чинниками, що визначають організацію такого типу, являються окремі дерева з їх фітогенними полями [88]. При всій логічності такої моделі та численними дослідженнями, що її підтверджують [108], слід зазначити, що є і противники такого бачення. В першу чергу вчені зазначають, що утворення такої організації у ґрунтовому покриві можливе при умові, що властивості ґрунтів повинні змінюватись відповідно до утворення структури деревостою. До того ж вплив на ґрунт відбувається головним чином з поверхні, а це означає, що з глибиною інтенсивність такого впливу повинна знижуватись.

Другим моментом являється те, що у науковій літературі ряд авторів зазначає – вплив фітоценозу повинен залежати від того, на яку вихідну організованість ґрунтового покриву цей вплив буде накладатись. Тобто вказують

Таблиця 6.3.

Мінливість значення рН ґрунтового розчину у межах екоотопу сосни

Глибина, см	← Відстань від стовбура →										Глибина, см
	150 см	100 см	75 см	50 см	25 см	25 см	50 см	75 см	100 см	150 см	
0-5	7,95	7,84	7,77	7,5	7,41	7,49	7,45	7,78	7,84	7,94	0-5
5-10	7,95	7,88	7,86	7,79	7,5	7,43	7,85	7,82	7,84	7,94	5-10
10-15	8,03	7,9	7,89	7,89	7,88	7,92	7,89	7,89	7,9	7,99	10-15
15-20	8,22	8,04	7,88	7,88	7,9	7,91	8	8,07	8,07	8,07	15-20
20-25	8,57	8,19	8,56	8,6	8,69	8,15	9,28	8,15	8,84	9,01	20-25
25-30	8,8	8,23	8,7	8,0	8,78	8,54	8,63	8,5	8,15	8,93	25-30

Пояснення до таблиці:

- 7,1-7,5 – Слаболужна;
- 7,6-8,5 – Лужна;
- >8,5 – Сильнолужна.

на те, що ґрунтовий покрив неоднорідний як по вертикалі, так і по горизонталі. Таким чином фітоценоз виявляє свій вплив на ґрунтовий покрив, котрий певним чином зазнав впливу (ґрунт-пам'ять) від попередніх фітоценозів. Вплив сучасних фітоценозів «ламає» раніше сформовані тесери та на їх місці утворює нові. При цьому у різних місцях ґрунтового покриву однотипні процеси повинні відбуватися на різних вихідних зонах. Для наступних поколінь дерев переферійні зони підкоронового простору можуть припадати на ділянки ґрунтового покриву, що в минулому були пристовбурним простором або ж навпаки — були поза межами екотопу [187]. Враховуючи це, напрошуються справедливі висновки, що організованість властивостей у ґрунтовому покриві буде слабо вираженою, а то й і відсутньою.

У нашому ж випадку, маємо унікальну можливість спостерігати, як фітоценоз сформувався на гомогенно-однорідному мінеральному субстраті.

Добре вивчивши схожі дослідження і запропонувавши власну методику, авторами було проведено дослідження мінливості значень рН у межах екотопу сосни. Головною відмінністю є те, що ми акцентуємо увагу на глибинний вплив фітоценозу на ініціальний ґрунт. Також дослідження охоплюють зони, що знаходяться поза впливом фітоценозу (у нашому випадку «цілинна» елювіально-делювіальна кора звітрювання крейдяного мергелю, на котрій ще не відбувається процес ґрунтоутворення). Тобто досліджуючи ініціальні ґрунти, ми виключаємо вплив чинника «ґрунт—пам'ять» та можемо бачити конкретний вплив досліджуваного фітоценозу.

Результати проведеного дослідження подані у Таблиці 6.3., у якій для наочності кольором було позначено значення рН ґрунтового розчину у точках відбору.

Як видно з табл. 6.3., у межах всієї закладеної траншеї, середні значення рН відзначаються тенденцією до зростання вниз по профілю, враховуючи їх мінливість та динамічність.

Слід звернути увагу на верхній шар (0-5 см) пристовбурної ділянки (25 см) траншеї. У цій ділянці можемо спостерігати найменші значення рН — 7,41-7,49. Також слаболужна реакція ґрунтового розчину характерна і для шару 5-10 см.

На відстані 50 см від стовбура дерева, слаболужною реакцією відзначається лише шар 0-5 см, бо вже на глибині 5-10 см значення рН дещо зростає і становить 7,79—7,85, що є середньолужною реакцією.

На відстані 75 см і 100 см (межа екотопу сосни) реакція слаболужна з поверхні і з глибиною дещо збільшується.

Поза межами екотопу сосни, на відстані 150 см, значення рН мають вищі значення з поверхні (7,94-7,95).

Узагальнюючи отримані дані, можемо сказати, що:

- найбільшого впливу зазнають пристовбурні зони екотопу сосни;
- чим ближче до стовбура, тим на більшу глибину проникає дія цього впливу;
- зони ґрунту, що розташовані під кроною дерева, мають дещо нижче значення рН, аніж кора звітрування, що розташована поза межами екотопу;
- з глибини 20-25 см, в незалежності від відстані від стовбура рН середньо- або сильно лужне.

Як було попередньо сказано – метою проведення лабораторного модельного дослідження є встановлення основних закономірностей вимивання карбонатів з крейдяного мергелю атмосферними опадами в залежності від значення їх рН. Дані лабораторного модельного дослідження наведені у табл. 6.4. і графічно відображені на рис. 6.4. та рис. 6.5.

Промивання наважок крейдяного мергелю проводилась у два періоди по 5 днів кожен, перерва між періодами складала 2 дні. Це було зроблено для того, аби побачити вплив вологості та періодичного промерзання мергелю на виніс карбонатного осаду.

Аналізуючи рис. 6.4. бачимо, що після першого дня промивання у Варіанті I та Варіанті III було вимито найбільшу кількість осаду за весь час проведення досліду, що становить 0,34 і 0,36 г відповідно. До кінця першого періоду досліду у цих варіантах кількість вимитого осаду зменшувалась.

Після другого дня промивання максимальну кількість вимитого осаду вже можемо спостерігати у Варіанті II та Варіанті IV, а на третій день максимальна кількість була вже винесена з грубо дисперсного матеріалу (Варіант V). До кінця першого періоду досліду у всіх варіантах кількість вимитого осаду досягла свого мінімуму.

Після першого дня промивання другого періоду (шостий день) бачимо знову зростання кількості вимитого осаду у всіх варіантах, окрім Варіант V у якому максимального значення вимитого осаду було досягнуто на другий день. До кінця другого періоду, так само, як і у першому, кількість вимитого карбонатного осаду зменшувалась.

Проаналізувавши рис. 6.4. бачимо, що при постійному промиванні кількість вимитих карбонатів буде зменшуватись, а при періодичному – збільшується. Таку динаміку вимивання карбонатного осаду можна пояснити фізичним вивітрюванням крейдяного мергелю, котрий після періодичного зволоження і висихання розтріскується і руйнується.

Окрім маси карбонатного осаду проводились також виміри значень рН робочих розчинів, котрими промивали наважки крейдяного мергелю. Значення рН вимірювали відразу після промивання і після доби простоювання (див. табл. 6.4.).

Для прикладу проаналізуємо динаміку значень рН для Варіанту V, котрий промивався робочим розчином зі значенням рН 5,5 (нагадаємо, що рН дощової води становить теж 5,5).

Аналізуючи дані табл. 6.4. бачимо, що після профільтрування робочого розчину через наважку крейдяного мергелю, його рН із середньо кислого (5,5)

Дані лабораторного модельного досліду

День промивання	Варіант I			Варіант II			Варіант III			Варіант IV			Варіант V		
	рН		m осаду, г	рН		m осаду, г	рН		m осаду, г	рН		m осаду, г п24	рН		m осаду, г
	пф*	п24**		пф	п24		пф	п24		пф	п24		пф	п24	
1	8,58	7,95	0,34	8,46	7,95	0,20	8,55	8,13	0,36	8,43	8,02	0,09	7,23	7,83	0,01
2	8,59	7,98	0,19	8,67	8,03	0,48	8,57	8,11	0,29	8,67	8,07	0,43	8,35	7,99	0,03
3	8,43	7,87	0,18	8,34	7,9	0,11	8,44	7,98	0,22	8,58	7,98	0,17	8,48	7,9	0,11
4	8,25	7,85	0,09	8,28	7,9	0,06	8,42	7,98	0,16	8,44	7,98	0,07	8,52	7,83	0,11
5	8,45	7,93	0,09	8,47	7,97	0,08	8,41	8,08	0,19	8,54	8,07	0,07	8,42	7,93	0,06
6	8,75	7,82	0,1	8,77	7,87	0,14	8,9	7,92	0,23	8,72	7,95	0,13	8,79	7,79	0,04
7	8,42	7,93	0,05	8,63	7,92	0,11	8,44	7,96	0,18	8,47	8,0	0,1	8,64	7,9	0,07
8	8,54	7,93	0,04	8,5	7,98	0,12	8,53	8,0	0,2	8,44	7,99	0,12	8,42	7,88	0,03
9	8,59	7,97	0,05	8,52	8,01	0,08	8,33	7,99	0,11	8,41	8,07	0,07	8,46	7,9	0,02
10	8,7	8,01	0,16	8,56	8,08	0,05	8,56	8,13	0,08	8,46	8,16	0,1	8,67	8,03	0,01

Примітка. * - значення рН після фільтрування; ** - значення рН після 24 годин простоювання

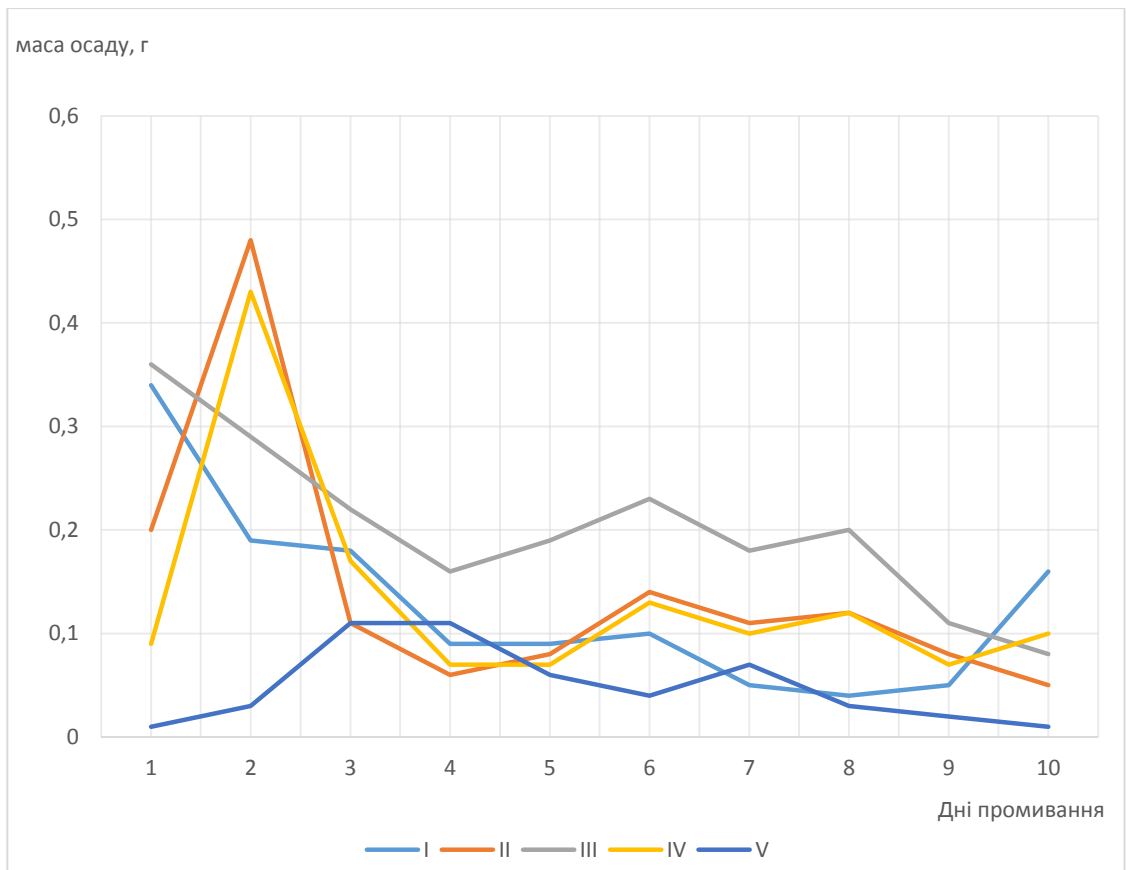


Рис. 6.4. Динаміка вимивання карбонатного матеріалу.

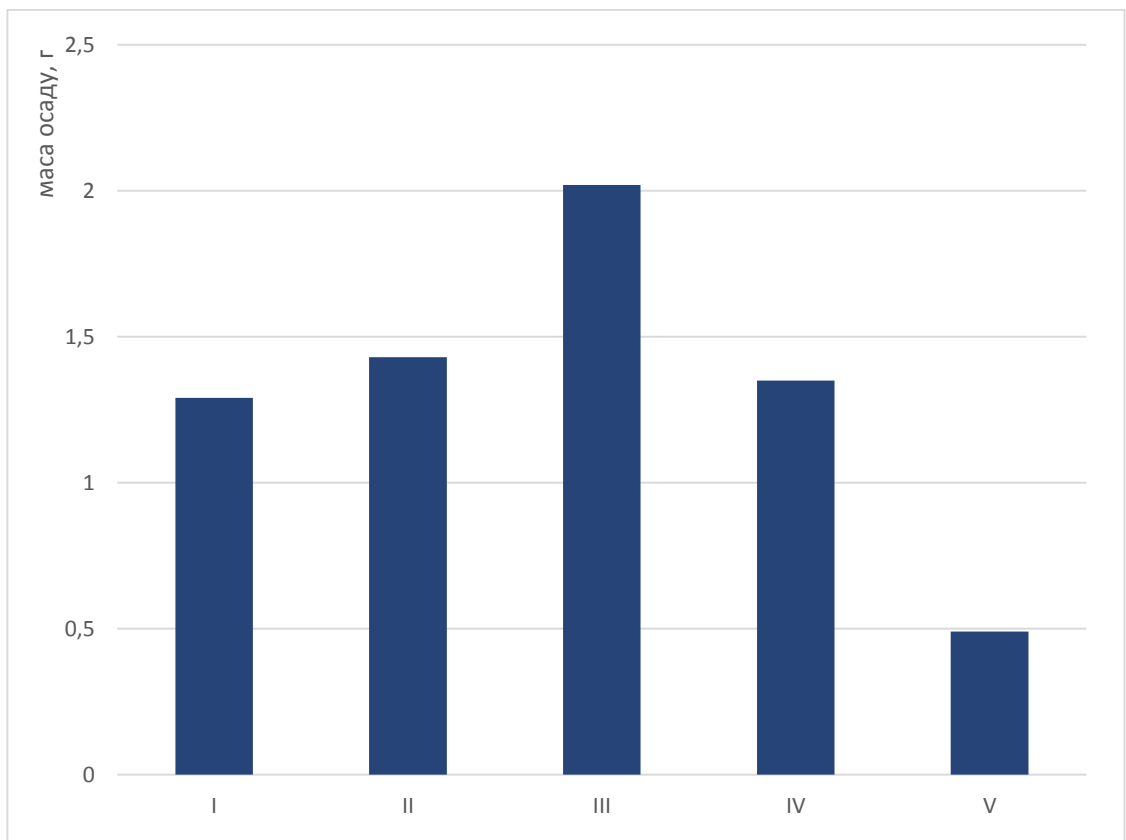


Рис. 6.5. Сумарна маса вимитого карбонатного матеріалу.

переходить до середньолужного (8,46), а через добу простоювання рН знижується до 7,95.

Варто звернути увагу на наступну закономірність, що чим більше осаду вимивається, тим більше значення рН. Доприкладу, на другий день промивання було вимито максимальну кількість осаду - 0,48 г. Після промивання рН робочого розчину становило 8,67, а після простоювання 8,03, тоді як при мінімальній масі вимитого осаду 0,06 г, рН становило 8,28 і 7,9 відповідно. Цей факт підтверджує, що визначальну роль у значенні рН досліджуваних ґрунтів має наявність великої кількості уламків карбонатних порід.

Виходячи із даних табл. 6.4. та рис. 6.5. можемо бачити, що найбільше карбонатного осаду вимивається при значенні рН робочого розчину 6,5. При значенні рН 7,5 і 5,5 – 1,45 і 1,43. Найменше осаду вимивається при значенні рН розчину 4,5 – 1,29, що можна пояснити сильнокислою реакцією розчину, при якій карбонатні породи розчиняються, що супроводжується виділенням CO₂.

Варто зазначити, що даний модельний дослід дає нам приблизні дані закономірності виносу карбонатів, адже у ньому не врахована сила удару краплі води при атмосферних опадах.

6.2. Гумусовий стан.

Основним результатом ґрунтоутворення є трансформація «мертвої» гірської породи у «живу» систему, котра здатна забезпечити базові умови для існування та розвитку живих організмів та рослин усіх рівнів. Лівову частку у цьому процесі займає утворення, відмирання та перетворення органічної маси, котра в процесі свого розкладу гуміфікується і мінералізується.

У процесі формування ґрунтів та ґрунтового покриву головну роль відіграє органічна речовина. І. В. Тюрін (1949) акцентує увагу на тому, що

процеси, котрі прямо або опосередковано пов'язані з присутністю гумусу часто відіграють ключову роль у генезі ґрунтів [192].

Сукупна дія ґрунтоутворних чинників, при первинній експозиції ґрунтоутворних порід на денну поверхню невідворотно призводить до комплексу структурних фізичних, хімічних та біохімічних перетворень, наслідком чого є формування профілю ґрунту та акумуляція і трансформація органічної речовини у ньому.

На вміст та якісний склад органічної речовини безпосередньо впливає характер решток рослин та тварин, а також їх надходження у ґрунтову товщу чи на поверхню ґрунту. Усі ці процеси у свою чергу залежать від кліматичних умов та рельєфу, котрий перерозподілює органіку, що надходить у ґрунт.

Хімічний склад внесених у ґрунт рослинних залишків дуже різноманітний, і виявлення в гумусових кислотах конкретного набору структурних одиниць або ж типів структури вуглецевого скелету може дати пряму інформацію про шляхи гуміфікації [146].

Діапазон рівнів вмісту органічних сполук різних класів дуже великий. За даними Л. Н. Александрової (1980) та Л. А. Грішиної (1986) в лишайниках, хвойних та листяних породах дерев, коріннях трав'яної рослинності переважають вуглеводи, лігніни та флавоноїди [6; 148].

У ґрунті органічні рештки піддаються значним змінам, причини яких є різноманітними. Так, часткове окислення і гідроліз органічних речовин, що входять у їх склад — вуглеводів, дубильних речовин, жирів — відбувається за рахунок впливу води, світла, повітря, кислою або лужною реакцією ґрунту. Деякі зміни проходять під впливом ферментів тканин, діяльність яких у відмерлих рослинах набуває окислювального характеру, що сприяє утворенню темнозбарвлених продуктів конденсації. Відповідальними за процес гуміфікації органічних решток є мікроорганізми. Власне в результаті їх діяльності відбувається цей процес, котрий має виняткове значення у ґрунтоутворенні [128].

Г. І. Махоніною було встановлено якісні та кількісні особливості процесу гумусонакопичення в залежності від фітоценотичних умов ґрунотворення на відвалах шахт. До прикладу більше гумусу накопичується під злаками та бобовими, під різнотрав'ям — менше. Під листяними деревними породами гумусу утворюється більше, ніж під хвойними. Також важливо, що біля стовбура дерева гумусу більше ніж на краю проекції крони, що безпосередньо пов'язано з особливостями розподілу маси опаду [143].

Е. І. Гагаріна (2004) відзначає, що літологічний чинник створює передумови для різної направленості та інтенсивності процесу ґрунотворення загалом, та гумусово-акумулятивного зокрема. Тому для встановлення сутності процесу ґрунотворення необхідно встановити властивості вихідних порід, щоб потім відокремити ці властивості від властивостей набутих у процесі ґрунотворення [46].

Утворюючись на осадових породах, ґрунт успадковує від них певний вміст органічної речовини (у крейдових мергелях 0,2%). Окрім гумусу у ґрунті накопичується органічна речовина рослинного і тваринного походження різного ступеня розкладу. Також у ґрунті присутня велика кількість ферментів, амінокислот, фенолів та поліфенолів, вуглеводів, котрі не входять до складу гумусу, але їх неможливо від нього відділити. Органічна речовина покращує його фізичні властивості та підвищує стійкість до ерозії.

А. Д. Фокін вважає, що частина органічної речовини у ґрунті закріплюється на мінеральній матриці. Таким чином на мінеральній матриці формується органічна матриця, котра постійно оновлюється і поповнюється, зберігаючи таким чином рівень гумусованості. Площа мінеральної матриці визначає площу органічної і залежить від гранулометричного складу ґрунту. При інших однакових умовах, з поважчанням гранулометричного складу збільшується вміст гумусу [147].

На процес гумусонакопичення має великий вплив хімічний склад ґрунотворної породи. А. А. Кирильчук, досліджуючи хроноряди рендзин

Західного регіону України, розташував ґрунотворні породи за здатністю до ґрунотворення, а від так і накопичення органічної речовини (від високої до низької) у наступній послідовності: елювій турон-сенонських відкладів писальної крейди (K_2) → елювій турон-сенонських відкладів крейдяних мергелів (SO_2) → елювій літотамнієвих (N_1) вапняків верхнього баденію (SO_1) → елювій хомогенних вапняків (N_1) верхнього баденію (SO_1) → елювій згусткових вапняків (N_1) верхнього баденію (SO_1) [112].

М. М. Кононова зазначає, що формування ґрунту значною мірою завдячує впливу органічних речовин на материнську породу. Є всі підстави вважати, що піонерами цього процесу є мікроорганізми, чия роль в колообігу заліза, сірки, кальцію та фосфору була встановлена С. Н. Виноградським (1896), Г. А. Надсоном (1903), В. Л. Омелянським (1927).

На велике значення організмів і продуктів їх життєдіяльності у перетворенні породи в ґрунт вказував В. Р. Вільямс, вважаючи основою ґрунотворення синтез та розклад органічної речовини.

Форми впливу живих організмів і продуктів їх життєдіяльності на породи та мінерали, що входять до їх складу, є надзвичайно різноманітними. Найпростішою та найпоширенішою формою впливу є розчинення продуктами життєдіяльності мікроорганізмів таких мінералів, як кальцит ($CaCO_3$), магнезит ($MgCO_3$), доломіт ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$), сидерит ($FeCO_3$), різноманітних солей та інших сполук [128].

Серед продуктів життєдіяльності мікроорганізмів можна зустріти як мінеральні сполуки (CO_2 , HNO_3 , H_2S) так і низькомолекулярні органічні кислоти (масляна, молочна, оцтова, глюконова).

Функції органічних сполук у ґрунтах дуже різні, часто навіть суперечливі. Низькомолекулярні речовини зазвичай легкодоступні для мікроорганізмів і беруть участь у процесах мобілізації мінеральної складової частини ґрунту, вивільняючи хімічні елементи з важкорозчинних сполук. Гумінові кислоти виконують консервативну роль а також обумовлюють

важливі властивості та функції: запаси гумусу, ємність катіонного обміну та буферність [146].

Враховуючи це, стає зрозуміло чому аналітичній характеристиці гумусу у різних ґрунтах надавали великого значення ще задовго до виникнення генетичного ґрунтознавства, сформованого В. В. Докучаєвим, П. А. Костичевим та М. М. Сибірцевим [132; 180].

Так початковим періодом дослідження гумусу прийнято вважати другу половину XVIII століття. У книзі Валеріуса (Wallerius, 1761), яка являється першим науковим посібником по агрохімії, наявні вказівки про утворення гумусу при розкладі рослин та певні його властивості: здатність вбирати воду, поглинати поживні речовини; гумус розглядається як «їжа» для рослин [128].

В. В. Докучаєв безпосередньо не займався вивченням карбонатних ґрунтів, але часто у його працях можна зустріти термін «рендзини». Досліджуючи ґрунти Привіслянського краю він відзначає, що у місцях, де на денну поверхню виходять щільні карбонатні породи утворились рендзинні ґрунти. Також наводить одну із особливостей цих ґрунтів — слабдорозчинний у воді гумус, що визначається утворенням їх з карбонатних порід [90].

П. А. Костичев провів значну експериментальну роботу з дослідження процесів розкладання органічних речовин залежно від температури, вологості, а також у присутності різних хімічних речовин. Вивчаючи вплив вуглекислого вапна на швидкість розкладу органічної речовини у ґрунті, П. А. Костичев дійшов висновку, що “вуглекисле вапно не прискорює розклад органічних речовин, якщо вони розкладаються разом з ним або до змішування з вуглекислим вапном розкладалися з доступом повітря, тобто в аеробних умовах [132].

Перше дослідження карбонатних ґрунтів Привіслянського краю були проведені М. М. Сибірцевим. Вчений наводить дані по вмісту гумусу, що коливаються від 2-3 до 7%, та вказує на вищу розчинність гумусу (1/90) ніж у чорноземах. Також автор зазначає, що ґрунти, що розвиваються на

карбонатних породах, займають особливе місце за умовами нагромадження у них перегною. Розклад органіки у цих ґрунтах буде затримуватись надлишком вапна, яке створює лужне середовище [180].

І. М. Гоголев наголошує на тому, що питанню генези рендзин під лісом та процесу накопичення у них гумусу присвячується мало уваги. Автор пише, що: — «Перший дослідник рендзин М. М. Сибірцев пов'язував значне накопичення гумусу у цих ґрунтах з пригніченістю процесів розкладу органічних речовин у наслідок високого вмісту карбонатів кальцію. Цей погляд є дуже популярним серед науковців, хоча уявлення про те, що перегній є проміжним продуктом розкладу рослинних решток і накопичується там, де мікробіологічні процеси пригнічені, були давно відкинуті наукою. » Та продовжує: — «...друга точка зору витікає з загальної концепції В. Р. Вільямса. Згідно з його вченням, перегній у ґрунті під лісом утворюється виключно за рахунок бактеріальних процесів, які розвиваються при розкладанні решток трав'яної рослинності під пологом лісу. Однак пояснити накопичення такої значної кількості перегною, як це властиво рендзинам, тільки за рахунок розкладання трав'янистих решток неможливо: відомо, що навіть коли ліс повністю відсутній і не заважає розвитку трав'яної рослинності, у ґрунтах Західного регіону України не накопичується більше 6-7% перегною, навіть якщо вони карбонатні. Крім цього, вивільнення рендзин з-під лісу буде супроводжуватись зменшенням у них кількості перегною, незалежно від того, розорюється даний ґрунт чи ні» [76].

Головну роль у процесі ґрунтоутворення у межах території дослідження відіграє деревна рослинна формація у поєднанні з трав'янистою рослинністю.

У сучасній науковій літературі питанню розкладу органіки та гумусоутворенню у присутності значної кількості карбонатів кальцію присвячено багато наукових праць [76; 114].

Узагальнюючи літературні дані, слід зауважити, що ряд авторів (Александрова Л. Н., Пономарьова В. В., Роде А. А.) схиляються до наступних

висновків: вуглекислий кальцій прискорює розкладання свіжих рослинних залишків, одночасно підсилює процеси гуміфікації; сприяє закріпленню гумусових речовин у ґрунті. Загалом його вплив зумовлює накопичення у ґрунті гумусу у стійкій формі [6; 162].

Проте слід зазначити, що деякі автори, підтримуючи в цілому висновки про вирішальний вплив карбонатів кальцію на процеси розкладу органічних залишків і утворення гумусу, вважають, що роль цього чинника є перебільшена і вказують на його різний прояв у різних біокліматичних умовах [93; 103].

В основному головна увага зосереджується на з'ясуванні ролі природних чинників на процеси гумусоутворення та гумусонакопичення у рендзинах, проте майже немає інформації про формування гумусового профілю у рендзинах, котрі перебувають на ініціальній стадії розвитку.

Ф. Дюшофур відзначає принципову різницю походження та профільного розподілу органічних речовин у рендзинах та чорноземах, і схожість з гумусом типу модер, мюль. Особливостями цього типу є незначна поверхнева акумуляція слаборозкладеного детриту та переважне внутріпрофільне накопичення гумусу, а зв'язок з мінеральною частиною може здійснюватись як через іони Fe^{3+} і Al^{3+} так і іони Ca^{2+} . Автором також було встановлено, що гумус рендзин має значну кількість детриту, значний вміст фульвокислот, вміст яких нерідко переважає над вмістом гумінових кислот і приблизно рівний вміст бурих та сірих гумінових кислот. Наведені особливості Ф. Дюшофур пов'язує з високим вмістом вапна [93].

Таким чином Кальцій ґрунтового розчину зумовлює флуколяцію первинних продуктів розкладу рослинних залишків (прогумусові речовини). Це захищає прогумусові речовини від мікробного розкладу, тобто консервує їх і значно сповільнює подальшу гуміфікацію [93].

В одній із своїх праць О. С. Безгулова (2008) досліджуючи процес гумусоутворення у рендзинах зазначає, що органічні кислоти, котрі

утворюються у процесі розкладу рослинного опаду нейтралізуються карбонатами кальцію, що сприяє накопиченню гумусу. Також автором було відзначено, що диференціація на генетичні горизонти та морфогенетичні властивості ґрунтів визначаються ступенем їхнього розвитку [16].

Гумусові речовини є основним, найефективнішим агентом формування ґрунтових профілів. Поняття «гумусовий профіль» відображає розподіл гумусу у всій ґрунтовій товщі [138]. М. І. Дергачова трактує гумусовий профіль, як комбінацію, послідовність однорідних зон з певним поєднанням і порівняно однаковим ступенем інтенсивності елементарних ґрунтоутворних процесів.

О. А. Чигарова та А. Є. Черкинський зазначають, що акумулятивно-ізогумусовий тип органопрофілю формується на насичених кальцієм породах важкого та середнього гранулометричного складу або карбонатних відкладах, при умові достатнього зволоження і тривалого вегетаційного періоду, а також під виглядом органічних решток відмерлого коріння та його гуміфікації *in situ*. Він відзначається високим рівнем надходженням відмерлих решток, великою швидкістю гуміфікації та низькою швидкістю мінералізації гумусу [194].

Результати досліджень вмісту, запасів та профільного розподілу гумусу ініціальних рендзин наведені у таблиці 6.5. та графічно відображені на рисунку 6.6.

Нашими дослідженнями було встановлено, що за вмістом загального гумусу у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті (H_{Ca} або HP_{Ca}) ініціальні рендзини відносяться до малогумусних (<3%) та середньогумусних (3-5%). Найбільшим вмістом загального гумусу у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті характеризуються слаборозвинені рендзини модальних ділянок БГ-1 та БГ-7, що розвиваються під впливом багаторічних трав. Дещо менший вміст спостерігається у ініціальній рендзині, що розвивається при сукупному впливі трав'яної і деревної рослинності БГ-6

Таблиця 6.5.

Вміст та запаси гумусу в досліджуваних ґрунтах

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Вміст гумусу, %	Щільність будови, г/см ³	Запаси, т/га
1	2	3	4	5
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №1, р. БГ-1 (багаторічні трави)				
H _{Ca}	2-19	3,61	1,15	70,58
HP _{Ca}	19-23	0,52	1,35	2,81
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №2, р. БГ-2 (рослинність відсутня)				
H _{Ca}	10-16	1,23	1,35	9,63
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №3 р. БГ-3 (екотоп сосни звичайної)				
H _{Ca}	2-4	1,17	1,36	3,18
Короткопрофільна рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №4 р. БГ-4 (переліг)				
H _{Саор.}	1-14	2,20	1,11	31,75
HP _{Сап/ор}	14-28	0,82	1,34	15,38

Закінчення Табл 6.5

1	2	3	4	5
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №5 р. БГ-5 (екотоп сосни звичайної)				
H_{Ca}	2-5	1,17	1,15	4,04
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №6 р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)				
H_{Ca}	3-13	2,59	1,01	26,16
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №7 р. БГ-7 (багаторічні трави з домішкою моху)				
H_{Ca}	3-17	3,60	1,15	57,96
PH_{Ca}	17-24	0,05	1,33	0,47
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, МД №8 р. БГ-8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)				
H_{Ca}	14-31	1,15	1,33	26,00

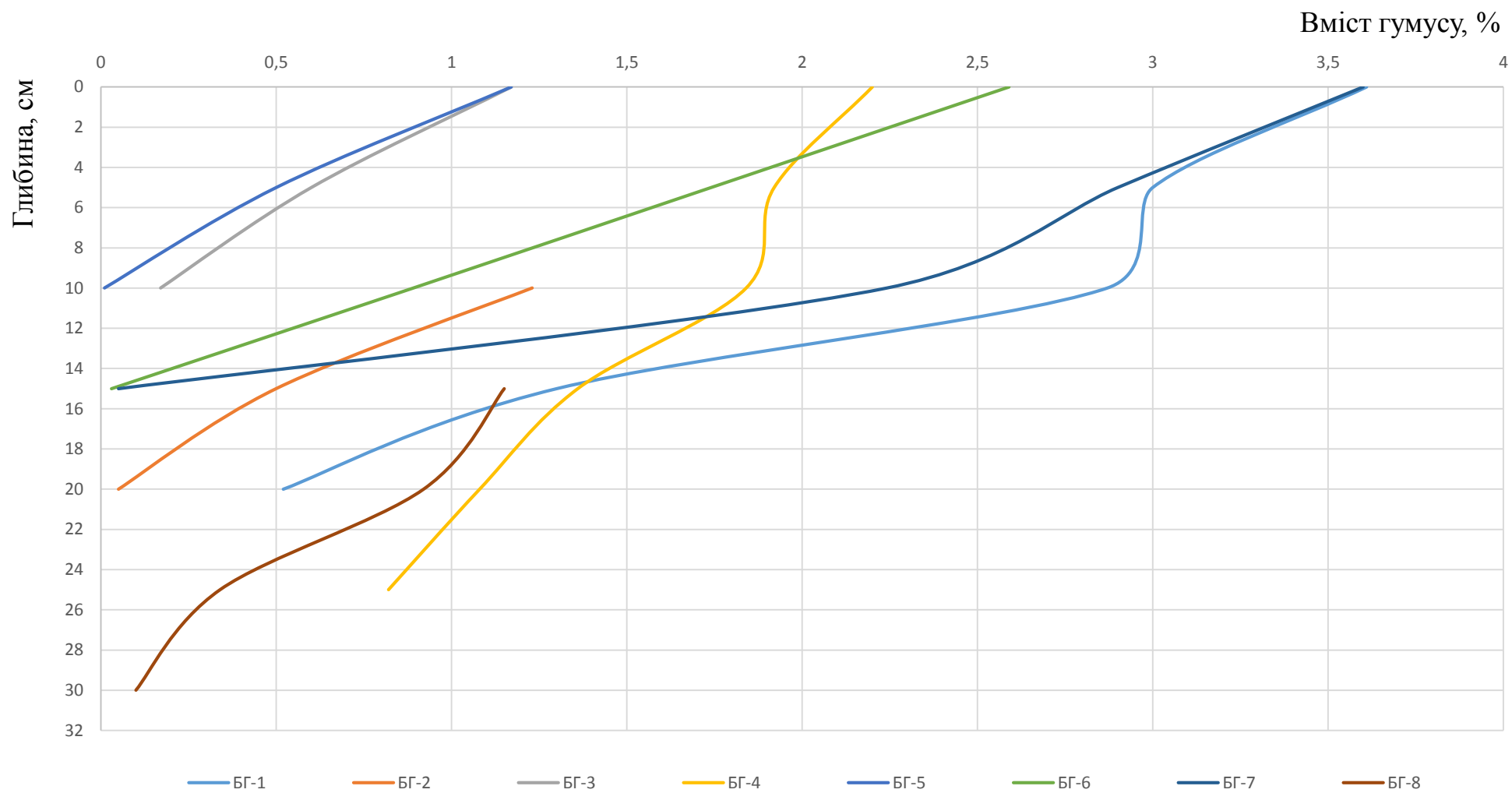


Рис. 6.6. Профільний розподіл вмісту гумусу в ініціальних рендзинах

та короткопрофільній рендзині БГ-4 — 2,59 та 2,20 % відповідно. Найменший вміст загального гумусу було виявлено у верхніх гумусово-акумулятивних горизонтах ініціальних рендзин, що розвиваються під впливом деревної рослинності БГ-3 та БГ-5 — 1,17 %.

Досліджувані ґрунти відзначаються регресивно-акумулятивним типом розподілу гумусу, винятком є ґрунти модальних ділянок БГ-2 та БГ-8, для яких притаманний регресивно-ґрунтово-акумулятивний тип розподілу, що пов'язано з наявністю у цих ґрунтах верхнього намитого горизонту.

Для комплексної оцінки варіабельності гумусу у досліджуваних ґрунтах, потрібно зважати на той факт, що щільність будови у генетичних горизонтах є неоднаковою, так само, як і потужність гумусово-акумулятивного горизонту, що визначається різним ступенем розвинутої профілю. Враховуючи ці факти нами були обчислені запаси гумусу на потужність гумусово-акумулятивного горизонту, див Табл. 6.5., рис.6.7. Показники запасів гумусу є більш інформативними, ніж профільний розподіл. Маючи дані показників запасів гумусу, можна досить об'єктивно оцінити масштаб гумусоутворення.

Величина запасів гумусу вказує про стан резервів поживних елементів у ґрунті.

Згідно одержаних результатів ініціальні рендзини характеризуються низькими та дуже низькими запасами гумусу. Так відносно найбільшими запасами гумусу у гумусово-акумулятивному горизонті відзначаються рендзини, що розвиваються під трав'яною рослинністю БГ-1 та БГ-7 — 70,58 та 57,96 т/га відповідно, що очевидно пов'язано з більшою потужністю гумусового горизонту та досить значним вмістом гумусу. Значно менші запаси у короткопрофільній рендзині БГ-4 (переліг) та ініціальній рендзині, що розвивається під сукупним впливом деревянистої та трав'яної рослинності БГ-6 — 31,75 та 26,16 т/га відповідно. Найменші запаси гумусу характерні для ініціальних рендзин, що розвиваються під деревною рослинністю БГ-3 та БГ-5.

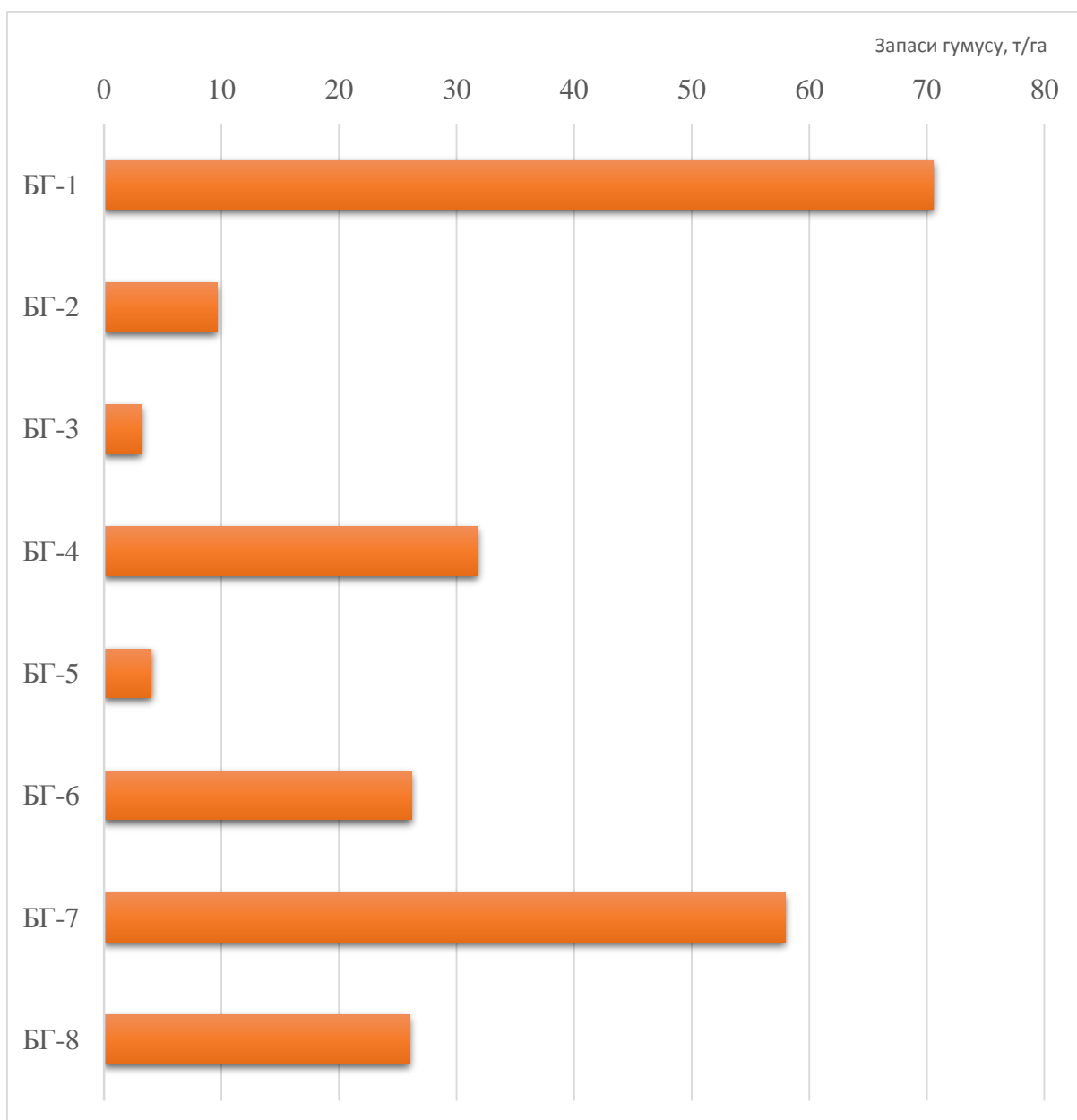


Рис. 6.7. Запаси гумусу в горизонті H_{Ca} в ініціальних рендзинах.

Проаналізувавши отримані дані доходимо до висновку, що у формуванні досліджуваних ґрунтів ключову роль відіграє дерновий процес, завдяки якому відмерлі рештки рослин нагромаджуються як і на поверхні, так і в середині ґрунту. Завдяки такому характеру надходження органіки, ініціальні ґрунти, що розвиваються під трав'яною рослинністю відзначаються більш розвиненим гумусово-аккумулятивним горизонтом, та більшим вмістом гумусу. У свою чергу ґрунти, що утворюються під деревною рослинністю відзначаються

малопотужним гумусовим горизонтом та низьким вмістом гумусу. Джерелом надходження органіки є підстилка, що сформована опадом хвої.

Груповий та фракційний склад гумусу. Дослідження гумусового стану неможливе без вивчення якісного складу гумусу, що має не тільки велике теоретичне, а й практичне значення. Давно встановлено, що характер та властивості гумусових речовин, їх якісний склад тісно пов'язані з особливостями генези ґрунтів. Якість гумусу оцінюється показниками ступеня гуміфікації, даними групового та фракційного складу гумусу, а також природою гумусових кислот [146].

І. В. Тюрін зазначає, що поняття «гумусова кислота» повинне бути груповим поняттям, під яким слід розуміти низку високомолекулярних сполук, котрі мають різний склад, проте відзначаються схожими властивостями.

Також слід вказати на здатність гумусових кислот впливати на фізіологічні та біохімічні процеси, що відбуваються у рослинах. Так вченими було встановлено, що гумінову кислоти регулюють окисно-відновний стан середовища, в якому розвиваються рослини. При недостатній кількості кисню гумати полегшують дихання рослин. Це явище пояснюється наявністю в гумусових речовинах оксихінів, котрі акцептують водень при окисненні речовин у тканинах рослини [128].

А. Є. Черкинський та О. А. Чичагова, відзначаючи особливості формування гумусового профілю і якісного складу гумусу у рендзинах, класифікують їх, як ґрунти з акумулятивно-ізогумусовим типом органопрофілю [197].

Аналізуючи літературні джерела, слід відзначити низку особливостей рендзин:

- Накопичення органічної речовини *in situ* та високий ступінь її гуміфікації;

- Досить швидкий розклад та мінералізації підстилки (від декількох років до десятки років);
- Утворення та накопичення гумусових речовин, що міцно зв'язані з мінеральною частиною ґрунту;
- Гуматним або ж фульватно-гуматним типом гумусу ($C_{ГК}:C_{ФК} \Rightarrow 1$);

В. В. Пономарьова, досліджуючи рендзини, виділяє наступні особливості складу їх гумусу:

- Якщо брати до уваги склад гумусу у всьому ґрунтовому профілі, то загальне переважання у складі гумусу фульвокислот над гуміновими кислотами;
- Вміст фракції ФК-1а, що зв'язана з рухомими півтораоксидами, помітно занижений;
- Підвищений вміст або домінування гумінової кислоти, що зв'язана з Кальцієм (ГК-2);
- Вміст бурої ульмінової кислоти незначний;
- Досить значний вміст Гуміну.

Результати вивчення групового та фракційного складу гумусу ініціальних рендзин представлені у табл. 6.6. та графічно відображені на рисунку 6.8.

Аналізуючи дані табл.6.6., бачимо, що ініціальні рендзини, що формуються під трав'яною рослинністю (БГ-1) характеризуються фульватно-гуматним типом гумусу у шарі 0-5 см ($C_{ГК}:C_{ФК}=1,6$) та гуматно-фульватним ($C_{ГК}:C_{ФК}=0,9$)– у шарі 5-10 см, тоді як у рендзині, що формується під деревною рослинністю зі слаборозвиненим трав'яним покривом (БГ-6) тип гумусу фульватно-гуматний і з глибиною не змінюється. Для ініціальної рендзини, що формується виключно під деревною рослинністю (БГ-3) характерний гуматно-фульватний тип гумусу, що

Таблиця 6.6.

Фракційно-груповий склад гумусу ініціальних рендзин

Глибина відбору зразків, см	С _{заг} у % до ґрунту	У відсотках до загального органічного С										С _{гк} : С _{фк}	ГК1 : ФК1 + 1а	ГК2 : ФК2	ГК3 : ФК3	Ступінь гуміфікації органічної речовини, %		
		Гумінові кислоти					Фульвокислоти										Сума виділених фракцій	Нерозчинний залишок
		Фракції			Σ	Фракції				Σ								
		1	2	3		1а	1	2	3									
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №1, р. БГ-1 (багаторічні трави)																		
0-5	1,88	1,06	42,02	14,89	57,98	7,45	-	1,06	28,7	37,23	95,21	4,79	1,6	0,1	39,5	0,5	45,45	
5-10	1,59	0,63	36,04	10,06	46,73	6,29	-	17,61	25,97	49,87	96,6	3,4	0,9	0,1	2,1	0,4	56,20	
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №3 р. БГ-3 (екотоп сосни звичайної)																		
0-5	0,88	0,0	28,41	17,05	45,45	10,23	-	3,41	38,64	52,27	97,72	2,28	0,9	0	8,3	0,4	45,45	
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №6 р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)																		
0-5	1,49	1,34	34,23	18,79	54,36	13,42	-	2,01	24,83	40,27	94,63	5,37	1,4	0,1	17	0,8	54,36	
5-10	1,13	0,88	28,29	21,24	50,41	7,08	-	6,19	32,71	45,98	96,39	3,61	1,1	0,1	4,9	0,6	52,21	

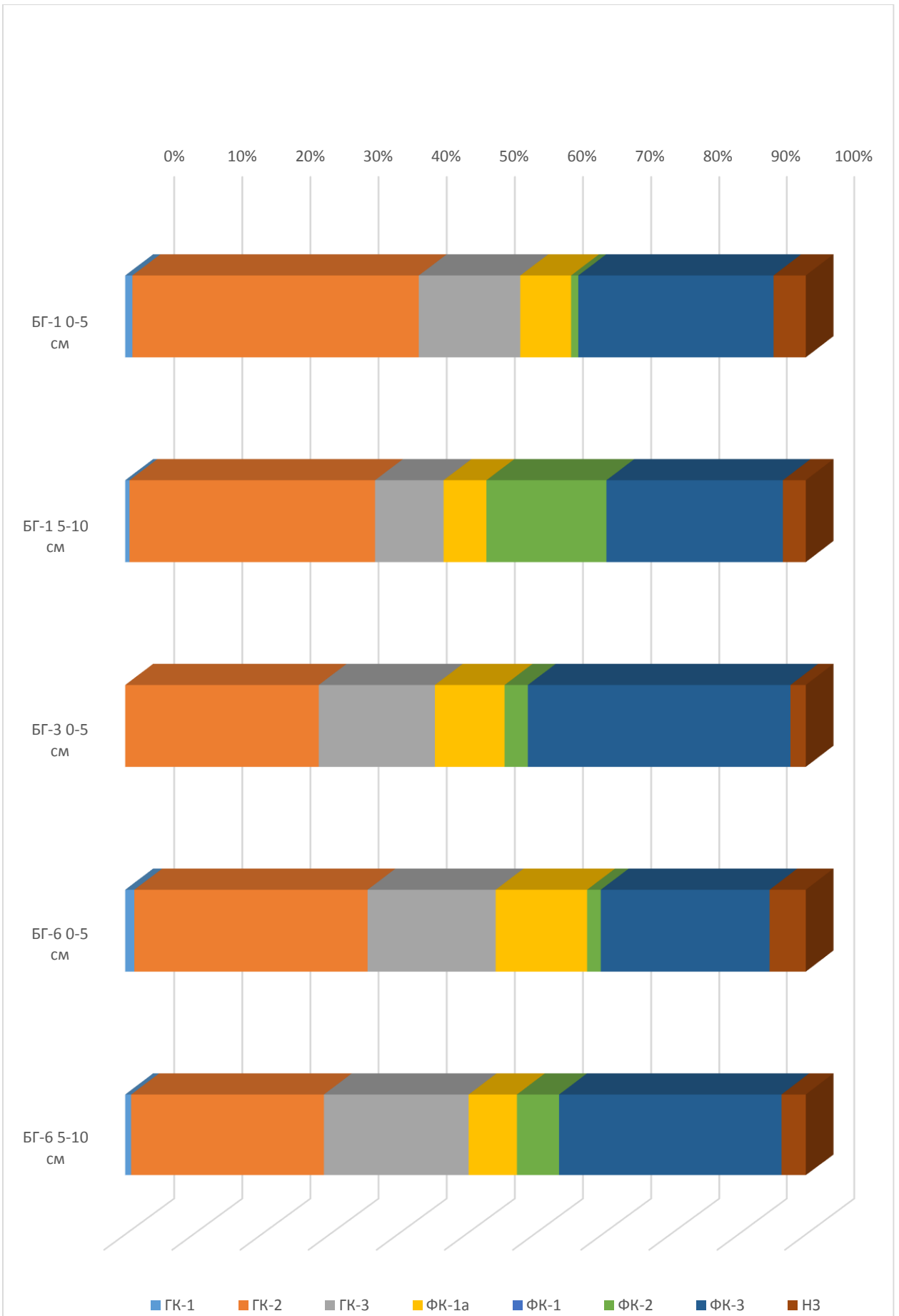


Рис. 6.8. Фракційно-груповий склад гумусу ініціальних рендзин.

пояснюється визначальним впливом фітоценозу та низьким рівнем мікробіологічної активності.

В результаті профільного вивчення групового та фракційного складу гумусу було виявлено, що вміст фракції гумінових кислот ГК-1 зв'язаної з рухомими півтораоксидами є незначним. З глибиною вміст даної фракції зменшується. В той же час встановлено, що з глибиною вміст фракції гумінових кислот, що міцно зв'язана з глинистими мінералами та малорухомими півтораоксидами ГК-3 збільшується.

Найбільшим вмістом відзначається фракція гумінових кислот ГК-2, котра зв'язана з Ca^{2+} . Основний вміст даної фракції спостерігається у шарі 0-5 см, що можна пояснити великою кількістю обмінного Ca^{2+} у верхньому шарі досліджуваних ґрунтів. Вниз по профілю вміст даної фракції (ГК-2) зменшується. Стосовно цього Д. С. Орлов відзначає, що наявність значної кількості CaCO_3 у твердій фазі ґрунту забезпечує відносно постійну концентрацію Ca^{2+} у розчині і зміщує реакцію у бік утворення гуматів Кальцію [146].

Зовсім іншим вмістом та розподілом відзначається група фульвокислот. Першочергово потрібно відзначити, що у досліджуваних ґрунтах фракція ФК-1 не була виявленою. Проте встановлений значний вміст (10,23–13,42%) агресивної фракції ФК-1а, що переважно зосереджений у верхньому шарі 0-5 см.

Фракція фульвокислот, що зв'язана з Ca^{2+} (ФК-2) відзначається низьким вмістом, у верхньому шарі 0-5 см 1,06-3,41%. З глибиною вміст даної фракції збільшується досягаючи 17,61% (БГ-1).

Досить значний вміст фракції фульвокислот, що зв'язана з глинистими мінералами та нерухомими півтораоксидами ФК-3 (24,83-38,64%). В ініціальной рендзині, що формується під трав'яною рослинністю її вміст з

глибиною зменшується, тоді як у рендзині під деревною рослинністю з слаборозвинутим трав'яним покривом збільшується.

Дуже інформативними є показники співвідношень окремих фракцій гумусових кислот. Зокрема, співвідношення ГК-1:ФК-1+1а в гумусі досліджуваних ґрунтів становить 0,1, що свідчить про переважання фульвокислот. Це співвідношення не змінюється з глибиною і характерно для всіх слаборозвинених рендзин.

Величина співвідношення ГК-3:ФК-3 вказує на переважання фульвокислот в шарі 0-5 см досліджуваних ґрунтів і коливається в межах 0,4-0,8. Встановлено, що з глибиною кілька зменшуються.

У слаборозвинених рендзинах домінує фракція ГК-2. Величина співвідношення ГК-2:ФК-2 коливається в широких межах, зокрема, в ґрунтах під деревною рослинністю воно менше 8,3 (БГ-3), найбільше значення характерно для ґрунтів під трав'янистою рослинністю (БГ-1) — 39,5. З глибиною величина цього співвідношення різко зменшується.

Ступінь гуміфікації органічної речовини у ініціальних рендзинах є дуже високим з досить вузьким діапазоном показників, так для ґрунтів, що формуються під трав'яною рослинністю та під сукупним впливом трав'яної і деревної рослинності цей показник у шарі 0-5 см становить 57,98 та 54,36 % відповідно. Дещо меншим ступенем гуміфікації відзначається ініціальна рендзина, що розвивається під деревною рослинністю — 45,45%. З глибиною ступінь гуміфікації органічної речовини дещо зменшується.

Згідно з показниками гумусового стану вміст гуміну у досліджуваних ґрунтах дуже низький і коливається у межах 2,28-5,37 %.

Вміст та розподіл гумінових та фульвокислот у профілі ініціальних рендзин зображено на рис.6.9. (див рис.6.9.). Криві розподілу гумінових і фульвокислот у ініціальній рендзині, що формується під впливом трав'яної рослинності, на графіку утворюють так звані «ножиці», тобто перетинаються

у певній точці. В. В. Пономарьова (1980) стверджує, що такий хід кривих часто характерний, а точка перетину позначає нижню межу гумусового горизонту [161].

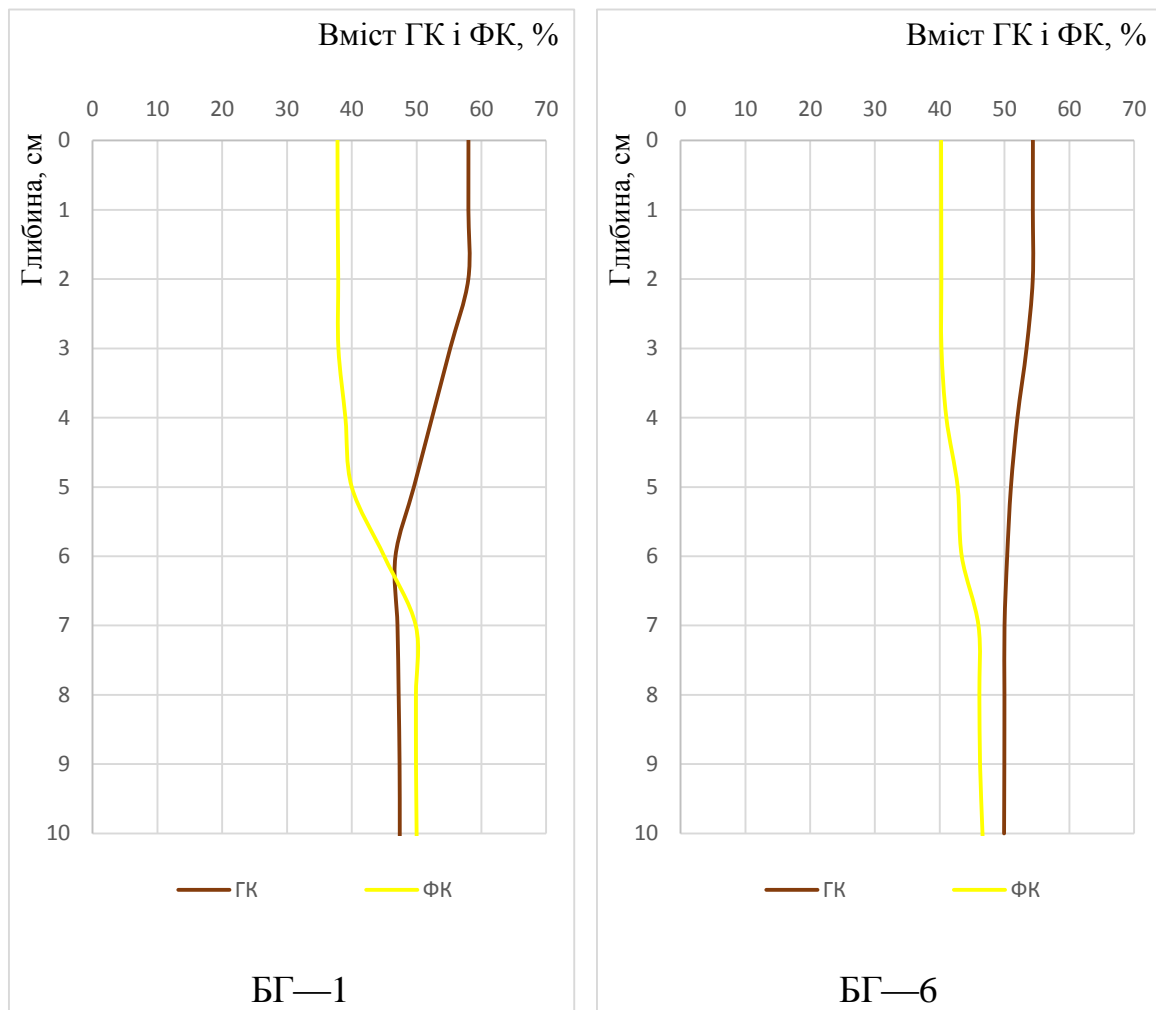


Рис.6.9. Профільний розподіл гумінових та фульвокислот у ініціальних рендзинах

Слід відзначити, що у ініціальній рендзині, що розвивається під деревною рослинністю зі слаборозвинутим покривом точку перетину кривих розподілу виявити не вдалось, оскільки розподіл ГК і ФК приблизно рівним вмістом, котрий рівномірно розподіляється з глибиною. Це може свідчити про меншу ступінь зрілості гумусу та розвиненості гумусового горизонту.

Оптична щільність. Найбільш повну характеристику гумусових речовин дає їх структурна формула. Тому для розуміння особливостей

природи гумусових речовин потрібно порівнювати їх спектри поглинання (Орлов, 1992).

Гумусові речовини, котрі виділяються з різних ґрунтів або з різних горизонтів одного ґрунту, мають неоднакове забарвлення, причиною чого є різні умови поглинання світлових хвиль. На сучасному етапі розвитку науки та згідно сучасним уявленням, колір гумусових кислот і характер їхніх електронних спектрів, зумовлюються розвинутою системою подвійних Карбон-Карбонових зв'язків. У таких ланцюгах одинарні Карбон-Карбонові зв'язки по чергово змінюються подвійними. Одна частина ланцюга в молекулах гумусових кислот являє собою циклічні системи, друга частина – аліфатичні ланцюги або мостики, котрі зв'язують циклічні структури [148; 151].

Широко та ефективно застосовуватись дані спектрофотометричних досліджень почали лише після опублікованих праць М. М. Конової та Н. П. Бельчикової, котрими були встановлені закономірності зміни коефіцієнтів екстинції гумінових кислот у зонально-генетичному аспекті [128].

Визначення оптичної щільності гумінових кислот являється одним із важливих заходів при ґрунтово-генетичних дослідженнях. Проте дуже мало уваги приділяється особливостям гумінових кислот та динаміці зміни її оптичних властивостей у межах ґрунтового профілю та у ініціальних ґрунтах [146].

Оптична щільність гумусових речовин характеризує співвідношення між молекулами ароматичних та аліфатичних структур, ступінь конденсованості ароматичного ядра гумусових речовин, відображає ґрунтово-кліматичні умови гумусоутворення і свідчить про такі властивості гумусових речовин, як гідрофільність, рухомість, схильність до утворення комплексних сполук цих речовин [128; 151].

Дослідженню оптичної щільності гумусових кислот рендзин присвячені роботи Пономарьової В. В. [162], Плотнікової Т. О. [161], Кононової М. М. [128], Бельчикової, проте ці дослідження стосуються розвинутих ґрунтів.

Оптичну щільність гумінових кислот було проведено у 1, 2, 3 фракціях при довжині хвилі 430 нм (згідно рекомендацій В. Пономарьової та Т. Плотнікової), а також при 465 нм та 665 нм (для обчислення коефіцієнта колірності) [161].

Оптичні властивості фульвокислот нами не вивчались, адже природа цих сполук ще не до кінця з'ясована та не розроблена чітка градація, спираючись на яку можливо було б оцінити показники оптичної щільності.

М. М. Кононова зазначає, що найбільш інформативними показниками оптичної щільності є показники гумінових кислот, що зв'язані з Кальцієм. Гумінові кислоти даної фракції мають більшу оптичну щільність у порівннні з іншими фракціями. Важливим моментом є теж те, що оптична щільність гумінових кислот фракції 1+2 залежить від оптичної щільності складових її компонентів (гумінові кислоти 1 та 2 фракції) та співвідношення між цими компонентами. Очевидним є той факт, що величина оптичної щільності фракції ГК-1+2 буде заниженою, порівняно з оптичною щільністю самої фракції ГК-2, оскільки витяжка 0,1н NaOH після декальцинації містить і фракцію ГК-1, що відзначається низькою оптичною щільністю [128; 161; 162].

Для порівняльної характеристики оптичних властивостей гумусових кислот використовують відношення коефіцієнтів екстинції при довжинах хвиль 465 та 665 нм ($E_4:E_6$). Величина відношення $E_4:E_6$ не залежить від концентрації Карбону в розчині та є характерною величиною для гумінових кислот різних ґрунтів. Чим вище це відношення, тим більша участь концентрованого ароматичного ядра і відповідно менша – аліфатичних бічних ланцюгів у побудові молекул гумусових речовин [128; 148].

Дані показників оптичної щільності гумінових кислот ініціальних рендзин подані у табл. 6.7. та відображені на рис.6.10.

Як видно з рисунка 6.10 і табл 6.7., коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот 0,1н NaOH-витяжки після декальцинації ініціальної рендзини, що розвивається під різнотрав'ям (БГ-1) є найвищим у шарі 0-5 см і становить 0,84 та поступово збільшується з глибиною, досягаючи у шарі 5-10 см 0,92. Значення коефіцієнтів оптичної щільності фракції ГК-3 становить 0,53 та майже не змінюється з глибиною. Коефіцієнт оптичної щільності фракції ГК-1 є найнижчим у шарі 0-5 см, проте його значення зростає з глибиною і в шарі 5-10 см становить 2,1.

Збільшення оптичної щільності вільних гумінових кислот з глибиною свідчить про рухомість цих кислот у профілі ґрунтів. Збільшення з глибиною оптичної щільності фракції ГК-1 пояснюється кращою структурованістю молекул гумінових кислот, що зв'язані з півтораоксидами.

Коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот 0,1н NaOH-витяжки після декальцинації ініціальної рендзини, що розвивається під сукупним впливом деревної та трав'янистої рослинності (БГ-6) є найвищим у всьому профілі і зростає від 1,36 у шарі 0-5 см до 1,61 у шарі 5-10 см. Величини коефіцієнтів оптичної щільності фракції ГК-1 знижується вниз по профілю від 0,82 до 0,56, фракція ГК-3 дещо зменшуються з глибиною від 0,27 до 0,24.

Найнижчими коефіцієнтами забарвлення характеризуються фракції ГК-3, що становлять 4,68 та 3,87 у ґрунтах модальних ділянок БГ-1 та БГ-6 відповідно. З глибиною цей коефіцієнт зменшується, що свідчить про збільшення ароматизованості ядра гумінових кислот. Вільні гумінові кислоти досліджуваних ґрунтів характеризуються найвищим відношенням $E_{4:6}$. Дещо нижчими величинами цього показника характеризуються гумінові кислоти фракції ГК-1+2.

Таблиця 6.7.

Коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот ($E_{ГК}$, мг/мл) при різних довжинах хвиль та кофіцієнт колірності ($E_4:E_6$) ініціальних рендзин

Глибина відбору зразків, см	Вміст $C_{заг}$, %	Фракції гумінових кислот/довжини хвиль, нм											
		ГК-1				ГК-1+2				ГК-3			
		E_{665}	E_{465}	E_{430}	$E_{4:6}$	E_{665}	E_{465}	E_{430}	$E_{4:6}$	E_{665}	E_{465}	E_{430}	$E_{4:6}$
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №1, р. БГ-1 (багаторічні трави)													
0-5	1,88	0,03	0,21	0,31	6,27	0,11	0,63	0,84	5,58	0,08	0,39	0,53	4,68
5-10	1,59	0,23	1,46	2,10	6,35	0,14	0,71	0,92	5,01	0,10	0,40	0,52	4,09
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №3 р. БГ-3 (екотоп сосни звичайної)													
0-5	0,88	0,03	0,15	0,22	5,36	0,21	1,21	1,64	5,67	0,08	0,32	0,41	3,78
Слаборозвинута рендзина на елювії делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД №6 р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'яним покривом)													
0-5	1,49	0,11	0,58	0,82	5,47	0,21	1,05	1,36	4,97	0,06	0,21	0,27	3,87
5-10	1,13	0,07	0,40	0,56	5,71	0,27	1,26	1,61	4,73	0,06	0,20	0,24	3,58

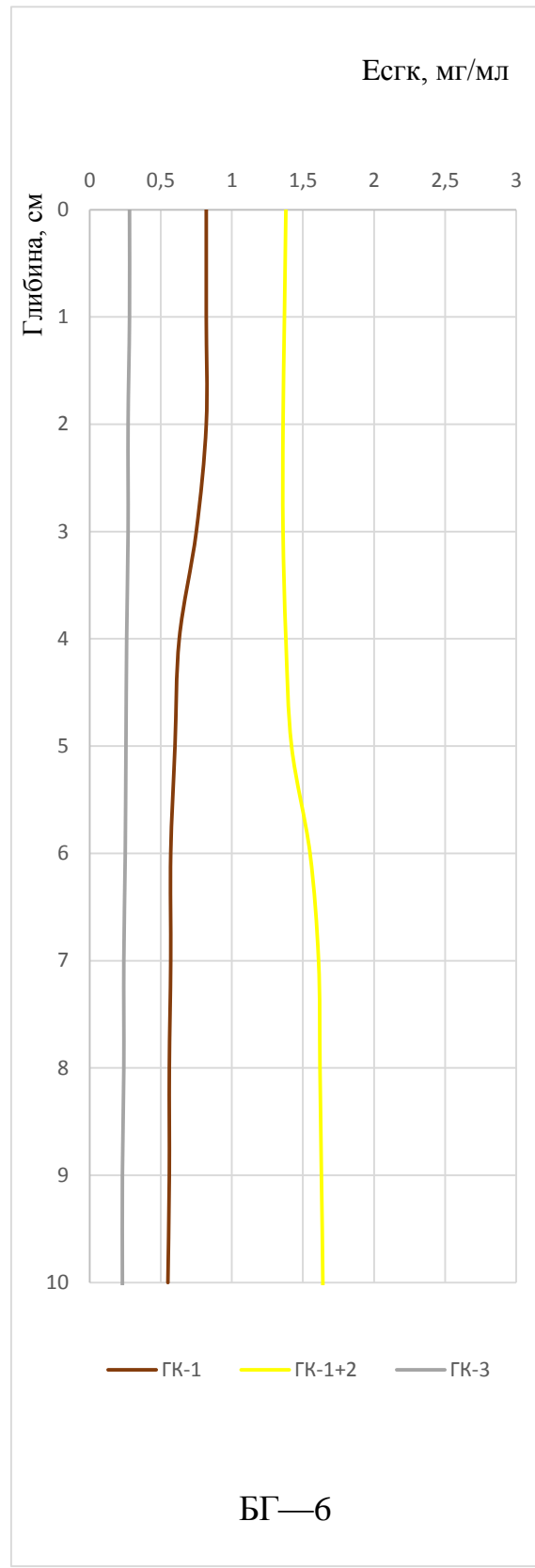
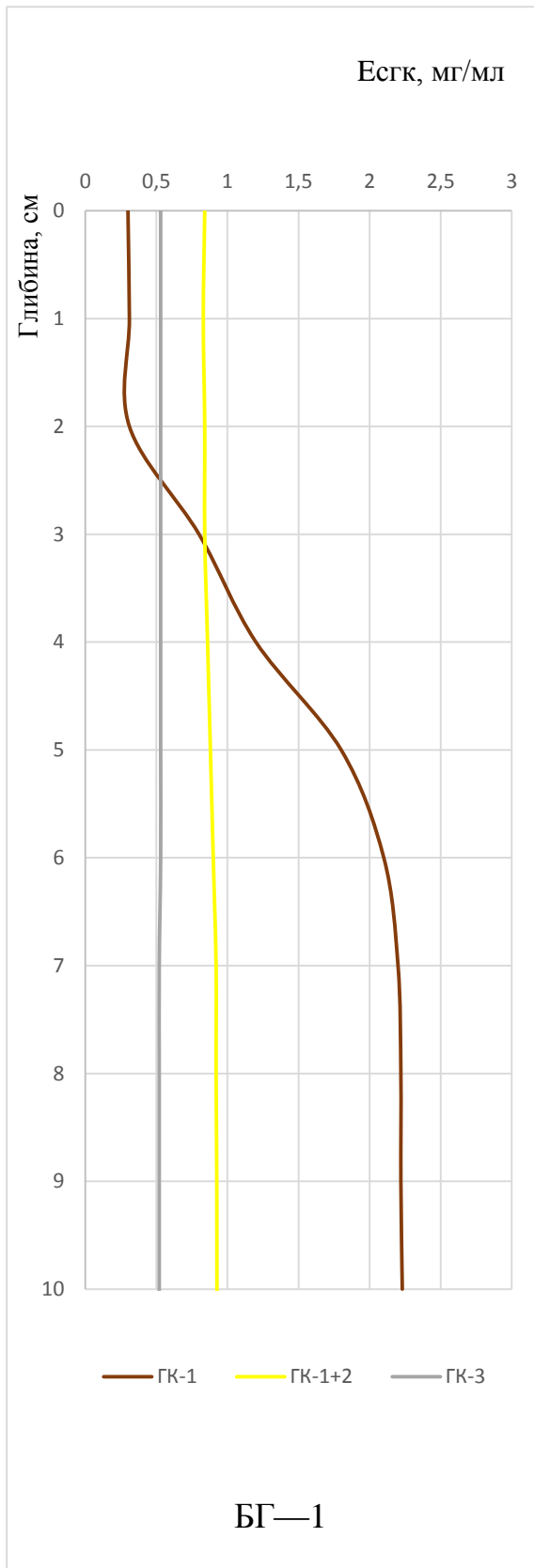


Рис. 6.10 Профільний розподіл коефіцієнтів оптичної щільності різних фракцій гумінових кислот при довжині хвиль 430 нм у ініціальних рендзинах

Висновки до розділу 6.

1. Формування ініціальних рендзин на продуктах звітрювання крейдового мергелю визначає їх головну особливість — усі вони середньо і сильно карбонатні з поверхні і по всьому профілі. Відносно меншим вмістом карбонатів відзначаються ініціальні рендзини, що розвиваються в межах екотопу сосни зі слаборозвиненим трав'яним покривом у нижній третині схилу – 60-55,2 % (БГ-5, БГ-6);

2. Вміст карбонатів у профілі досліджуваних ґрунтів закономірно збільшується з глибиною. Ініціальні рендзини, що розвиваються під впливом деревної рослинності за вмістом карбонатів є слабодиференційованими ($S_{CaCO_3}=1,09-1,3$), ініціальні рендзини під трав'янистою рослинністю — середньодиференційованими ($S_{CaCO_3}=1,31-1,44$) і сильнодиференційованими ($S_{CaCO_3}=1,76$) є ініціальні рендзини в межах екотопу сосни зі слаборозвинутим трав'яним покривом;

3. За значеннями рН слаборозвинуті ґрунти відзначаються середньо- та сильнолужною реакцією ґрунтового розчину. Значення рН, так само, як і вміст карбонатів вниз по профілю збільшується.

4. Зважаючи на морфологічні особливості досліджуваних ґрунтів, а саме слаборозвинутий генетичний профіль, можна сказати, що дані ґрунти зазнають значного впливу материнської породи, що проявляється у високій карбонатності. Вище наведений чинник безпосередньо впливає на формування реакції ґрунтового розчину, це було підтверджено лабораторним модельним дослідом.

5. Дослідженнями встановлено, що за вмістом загального гумусу у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті (H_{Ca} HP_{Ca}) ініціальні рендзини відносяться до малогумусних (<3%) і середньогумусних (3-5%).

6. Виявлено добре виражену залежність між невисоким вмістом загального гумусу у гумусово-акумулятивному горизонті ініціальних

рендзин та ступенем розвиненості їх профілю. Такий розподіл засвідчив залежність фітоценотичних умов формування та вмісту гумусу.

7. Характер розподілу гумусу у ґрунтовому профілі ініціальних рендзин регресивно-акумулятивний.
8. Досліджувані ґрунти відзначаються дуже високим ступенем гуміфікації з діапазоном показників 45,45-57,98%.
9. Досліджувані ґрунти характеризуються переважно фульватно-гуматним типом гумусу у верхній частині профілю та гуматно-фульватним – у нижній. Відношення $C_{ГК}:C_{ФК}$ становить 1,1-1,6 та 0,9 відповідно.
10. У складі гумусу домінує фракція гумінових кислот, що зв'язана з Кальцієм ГК-2 (28,41-42,02%), з глибиною вміст даної фракції зменшується.
11. У складі гумусу фракція ФК-1 не була виявлена.
12. Дослідження оптичної щільності гумінових кислот показали, що розподіл даної величини по профілю досліджуваних ґрунтів не корелює з профільним розподілом гумусу.
13. Вільні гумінові кислоти (ГК-1) характеризуються найвищими коефіцієнтами колірності.

РОЗДІЛ 7. МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН

Морфологічні ознаки та будова генетичного профілю є стійкими та надійними джерелами зашифрованої інформації про ґрунт, напрям ґрунтотворного процесу, наявності комбінацій різних ЕГП, відображенням системного та комплексного впливу набору чинників ґрунтотворення, що потребує дешифрування та детального опису.

Генетичний профіль ґрунту утворюється в результаті диференціації вихідної материнської породи на морфологічні горизонти під впливом конкретного комплексу загальних та елементарних ґрунтових процесів як природних, так і антропогенних [156].

Морфологічні ознаки ґрунту відображають внутрішні властивості ґрунту, його походження та історію розвитку [124]. Детальне вивчення морфології ґрунту дозволяє отримати уявлення про процеси, що відбуваються у досліджуваних ґрунтах [124].

Зовнішні особливості морфологічних горизонтів (потужність, колір, глибина гумусового забарвлення, структура, гранулометричний склад, складення, включення, новоутворення), з одного боку, відображають речовинний склад ґрунту, з іншого, дають можливість судити про характер режимів, що визначають сучасні процеси генези ґрунтів [156].

При дослідженні ґрунтів першим застосовується морфологічний метод, власне тоді складається перше враження про ґрунт, що потім доповнюється лабораторно-аналітичними дослідженнями. Тому вивчення будови профілю ініціальних рендзин та комплексу морфологічних ознак – є ключовим етапом у дослідженні автора.

О. А. Роде акцентує увагу на необхідності застосування макро- та мікроморфологічних методів, як засобу пізнання процесів утворення, надходження, перетворення, переміщення, перерозподілу різноманітних компонентів ґрунтової маси в цілому та в окремих генетичних горизонтах [174].

Вивчення морфологічної будови слаборозвинених ґрунтів, котрі перебувають на ініціальній стадії ґрунтоутворення дозволяє бачити зародження та розвиток генетичних горизонтів, що являє собою процес виокремлення в межах кори гіпергенезу ґрунтового тіла, а точніше кажучи процес накладання профілю первинного ґрунту та кори звітрювання гірської породи.

Окрім цього напрям та особливості ґрунтоутворного процесу на початкових стадіях ґрунтоутворення має нерозривний причинно-наслідковий зв'язок з біо-літогенними умовами в яких формуються та розвиваються ґрунти.

Спираючись на це автору випала унікальна можливість дослідження ініціальних рендзин, що формуються на однотипній материнській пророді (елювіально-делювіальна кора звітрювання крейдяних мергелів), однакових кліматичних умовах, зосередивши увагу на впливі геоморфогенно-фітоценотичних умов. Дані морфологічних досліджень засвідчують, що для ґрунтів, що перебувають на ініціальній стадії розвитку, притаманні як спільні, так і відмінні риси.

Загальна схема та суть процесу ґрунтоутворення на щільних безкарбонатних породах, дослідження особливостей формування профілю молодих ґрунтів та морфологічні особливості рендзин у науковій літературі достатньо добре висвітлені [4; 76; 114], проте питанню ґрунтоутворення на щільних карбонатних породах приділено значно менше уваги [94; 116].

Полинов зазначає, що формування профілів первинних ґрунтів відбувається за рахунок поховання щербенистих окремоостей тонким шаром дрібноземистого матеріалу, що змивається зі скельних поверхонь, на який і утворюється. Також дослідник наголошує на неприпустимості поділу процесу

вівітрювання на фізичне, хімічне та біологічне, адже не існує в природі «стерильного» типу вівітрювання [158].

У дослідженнях молодих ґрунтів Московської області Хотинського Н. А. відзначається формування гумусово-акумулятивного горизонту, при відсутності явних морфологічних ознак профілю ґрунтів.

Досліджуючи примітивні ґрунти 60-річного віку, Гагаріною та Шелеміною були виділені горизонти, що повторюють «ґрунтову матрицю» зонального підзолистого ґрунту. Так вчені зробили висновок, що властивості молодих ґрунтів визначаються особливостями літологічних властивостей субстрату [47].

Цікавими, на думку автора, є дослідження Г. І. Махоніної та І. Н. Коркіної молодих ґрунтів, що формуються в умовах Техногенних екосистем Уралу. Серед особливостей будови, вчені відзначають слабо виражені ґрунтові горизонти, та незначну потужність гумусово-акумулятивних горизонтів. Описуючи хімічні властивості, автори зосереджують увагу на строкатості та неоднорідності властивостей, пояснюючи їх відображеннями різного якісного складу рослинного опаду, швидкості його гуміфікації та мінералізації та характеру розподілу по поверхні, зважаючи на те, що ґрунтовий покрив часто переривається виходами на денну поверхню щільних порід. Результатом досліджень став висновок – літологічні особливості субстрату визначають не тільки властивості ґрунтів, а й швидкість і напрям їхнього розвитку [143].

Слід зазначити, що наші дослідження підтвердили дане твердження, але з урахуванням особливостей умов формування характерних для Західно-Подільської височинної області.

Переходимо до висвітлення географо-генетичних особливостей будови, складу та властивостей рендзин.

Згідно з І. А. Крупеніковим та співавторами, головними морфологічними особливостями перегнійно-карбонатних ґрунтів є відсутність будь-яких ознак

опідзолення та недорозвиненість або повна відсутність ілювіально-метаморфічного горизонту [115].

Найхарактернішими особливостями морфологічної будови дерново-карбонатних ґрунтів (рендзин) є: слаборозвинутий профіль, потужність якого коливається від 10 до 50 см; велика кількість вапнякового щебеню, вміст і розміри якого зростають з глибиною [114].

Багатство материнських порід CaCO_3 у разі переважання промивного типу водного режиму в біокліматичних умовах лісової зони призводить до утворення своєрідного ґрунтового профілю з добре вираженим гумусовим горизонтом чорного або темно-сірого кольорів H_{Ca} . Нижче гумусового горизонту формується перехідний горизонт HP_{Ca} сірого забарвлення, який переходить або в горизонт Ph_{Ca} – перехідний до незміненої ґрунтотворної породи, або безпосередньо в ґрунтотворну породу P_{Ca} , яка являє собою не змінений або слабо змінений процесами ґрунтотворення елювій щільних карбонатних порід [10; 114].

Найґрунтовніше описана морфологічна будова цих ґрунтів у працях І.М. Гоголева. У профілі дерново-карбонатних ґрунтів (рендзин) І.М. Гоголев виділяє такі генетичні горизонти: гумусовий – H_{Ca} – темно-сірого кольору, карбонатний, з уламками породи часто із значним їхнім вмістом, зернисто-порохуватої, зернисто-грудкуватої, а інколи і брилуватої структури, потужність якого досягає 30 см, змінюючись по елементах мікрорельєфу, перехід у наступний горизонт поступовий. Нижче сформувався гумусовий перехідний – HP_{Ca} – сірого кольору з білуватим відтінком, інтенсивність якого в нижній частині зростає за рахунок збільшення кількості уламків породи та аморфних продуктів вивітрювання, чітко вираженої дрібнозернистої або зернисто-грудкуватої структури, перехід в горизонт – Ph_{Ca} поступовий, має затічний характер. Перехідний гумусовий горизонт – Ph_{Ca} – білувато-сірого кольору, складений із уламків породи розміром 5×3 см і менше, простір між якими заповнений гумусово-глинистим матеріалом. Поступово переходить спочатку в детрит крейдяного мергелю, складений

уламками різного розміру, простір між якими заповнений аморфними продуктами вивітрювання. З глибиною розмір уламків збільшується, їх щільність зростає. Нижче залягає суцільна плита крейдового мергелю (інколи тріщинувата, розбита на структурні блоки) [76; 114].

У профілі слаборозвинених рендзин виділяють наступні генетичні горизонти: чітко виражений гумусово-акумулятивний (H_{Ca}) та слабовиражений, інколи не витриманий з глибиною, перехідний гумусований горизонт (Ph_{Ca}), потужність яких у середньому складає 5-11 та 4-6 см відповідно. Їх формування є наслідком інтенсивного прояву процесів гумусоутворення і гумусонакопичення на початковій (ініціальній) стадії ґрунтоутворення. Як зазначає О. М. Геннадієв, надзвичайно інтенсивне накопичення органічної речовини відбувається впродовж перших сотень років формування профілю, коли в наслідок сукцесійного розвитку спостерігаються найбільші темпи приросту живої біомаси рослинного покриву [54; 181].

Характерною особливістю слаборозвинених рендзин є наявність у профілі та на поверхні гравійних, щебенюватих та кам'янистих уламків вихідної ґрунтоутворної породи.

На підставі узагальнення та аналізу даних фітоценотично-ґрунтових досліджень проведених у межах урочища Біла гора подано морфологічний опис профілів слаборозвинених рендзинних ґрунтів. Для позначення генетичних горизонтів досліджуваних ініціальних рендзин автори використовували систему індексів, запропоновану О. Н. Соколовським (1956). Згідно класифікації WRB такі примітивні кам'янисто-щебенюваті ґрунти були діагностовані як *Rendzic Leptosols*.

Модальна ділянка №1 (розріз 1БГ)

- Н_d** - дернина
1–2 см
- Н_{Ca}** - гумусово-аккумулятивний горизонт, карбонатний, свіжий, темно-сірий з добре помітним бурим відтінком(10YR5/1-5/2), дрібнозернистої структури, середньоущільнений, середньосуглинковий, корінці трав'янистої рослинності, гравійні включення вихідної ґрунтоутворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт поступовий;
- Н_{R_{Ca}}** - перехідний гумусований горизонт, карбонатний, свіжий, колір неоднорідний, у верхній частині сірий з білуватим і буруватим відтінками, донизу білуватий відтінок зростає(10YR6/1-6/2), невиразно дрібногрудкувато-зернистої структури, слабоущільнений, гравійні та щебенюваті включення вихідної ґрунтоутворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт – різкий;
- Р_{Ca}** - ґрунтоутворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається з щебенюватих окремоостей d=3-5 см, порожнини між якими заповнені пастоподібним вивітрілим матеріалом, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №2 (розріз 2БГ)

- Ph_{Ca}
0-10 см - верхній намитий горизонт, карбонатний, слабогумусований, складається з жорстви крейдяного мергелю, сірувато-білого кольору, свіжий, безструктурний, середньоущільнений, у нижній частині (з глибини 7-10 см) з'являються щебенюваті включення вихідної ґрунтотворної породи, перехід у наступний горизонт ясний;
- H_{Ca}
10-16 см - гумусово-аккумулятивний (похований) горизонт, карбонатний, свіжий, темно-сірий з добре помітним бурим відтінком (10YR5/1-5/2), дрібнозернистої структури, середньоущільнений, середньосуглинковий, рідко корінці трав'янистої рослинності, гравійні та щебенюваті включення вихідної ґрунтотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт – різкий;
- P_{Ca}
16-45 см - ґрунтотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається з щебенюватих окремостей $d=5$ см, порожнини між якими заповнені пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №3 (розріз ЗБГ)

- H_0
0-2 см - лісова підстилка, складається з двох шарів, верхній 0-1 см минулорічний опад хвої бурого забарвлення, яка не втратила анатомічної будови; 1-2 см – хвоя напіврозкладена темно-бурого і темно-сірого забарвлення, волога.
- H_{Ca}
2-4 см - гумусово-аккумулятивний горизонт, свіжий, сірий з буруватим та білуватим відтінками (10YR7/1), нетривко дрібнозернистої структури, слабоущільнений, середньосуглинковий, перехід у наступний горизонт – різкий;
- $P(h)_{Ca}$
4-6 см - верхня фрагментарно слабогумусована частина ґрунотворної породи, білого кольору з ледь помітним сіруватим відтінком (10YR8/1), безструктурна, складається з гравійних і щебенюватих окремоостей вихідної ґрунотворної породи, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.
- P_{Ca}
6-12 см - ґрунотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається з щебенюватих окремоостей $d=5-7$ см, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №4 (розріз 4БГ)

- Н_d** 0-1 см - дернина (проективне покриття трав'янистої рослинності до 30%);
- Н_{Саор.}** 1-14 см - орний, гумусово-акумулятивний горизонт, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим відтінком(10YR6/1), грудкувато-дрібнозернистої структури, слабоущільнений, середньо-суглинковий, корінці трав'янистої рослинності, гравійні включення вихідної ґрунтотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт помітний за лінією оранки;
- Н_{Сап/ор.}** 14-28 см - підорний, верхній перехідний добре гумусований горизонт, карбонатний, свіжий, сірий з добре помітним бурим та білуватим відтінками(10YR7/1), дрібногрудкуватої структури, середньоущільнений, середньо суглинковий, корінці трав'янистої рослинності, гравійні включення вихідної ґрунтотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт
- Ph_{Са}** 28-40 см - нижній перехідний горизонт, слабогумусований, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками (10YR6/1-6/2), дрібноземиста частина нетривкодрібногрудкуватої структури, середньоущільнена, складається горизонт з гравійних та щебенюватих (d=5 – 7 см) включень вихідної ґрунтотворної породи, простір між якими заповнений дрібноземом та пастоподібним вивітрілим матеріалом, перехід до ґрунтотворної породи ясний;
- Р_{Са}** 40-65 см - ґрунтотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається з щебенюватих окремостей d=5 – 10 см, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Наза ґрунту: короткопрофільна рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №5 (розріз 5БГ)

H_0	- Лісова підстилка.
0-2 см	
H_{Ca}	- гумусово-аккумулятивний горизонт, карбонатний, свіжий, темно-сірий з добре помітним бурим відтінком(10YR7/1-7/2), дрібнозернистої структури, середньоущільнений, середньосуглинковий, корінці трав'янистої рослинності, гравійні включення вихідної ґрунотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт поступовий;;
2-5 см	
$P(h)_{Ca}$	- верхня фрагментарно слабогумусована частина ґрунотворної породи, білого кольору з ледь помітним сіруватим відтінком (10YR8/1-8/2), безструктурна, складається з гравійний і щебенюватих окремостей вихідної ґрунотворної породи, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.
6-22 см	
P_{Ca}	- ґрунотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається з щебенюватих окремостей $d=5$ см, порожнини між якими заповнені пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення (10YR8/1), донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає..
22-35 см	

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №6(розріз 6БГ)

H_0+H_d 0-3 см	- лісова підстилка (0-1 см) і дернина (1-3 см);
H_{Ca} 3-13 см	- гумусово-аккумулятивний горизонт, карбонатний, свіжий, сірий з включеннями брудно-білого (10YR7/1), дрібнозернистої структури, середньо ущільнений, середньо суглинковий, корінці трав'янистої рослинності, перехід у наступний горизонт поступовий;
$P(h)_{Ca}$ 13-20 см	- верхня слабогумусована частина ґрунотворної породи, білого кольору з ледь помітним сіруватим відтінком (10YR8/1), безструктурна, складається з гравійних і щебенюватих окремоостей вихідної ґрунотворної породи, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю;
P_{Ca} 20-33 см	- ґрунотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається з щебенюватих окремоостей $d=5$, простір між якими заповнений вивітрілим матеріалом, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №7 (розріз 7БГ)

Hd	- дернина
0-3 см	
H _{Ca}	- гумусово-акумулятивний горизонт, карбонатний, свіжий, темно-сірий з добре помітним бурим відтінком (10YR5/2), дрібнозернистої структури, середньоущільнений, середньосуглинковий, корінці трав'янистої рослинності, гравійні включення вихідної ґрунтотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт поступовий;
3-17 см	
PH _{Ca}	- нижній перехідний горизонт, добре гумусований, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками (10YR6/2), дрібноземиста частина нетривкодрібногрудкуватої структури, середньоущільнена, складається горизонт з гравійних та щебенюватих (d=5 – 7 см) включень вихідної ґрунтотворної породи, простір між якими заповнений дрібноземом та пастоподібним вивітрілим матеріалом, перехід до ґрунтотворної породи ясний;
17-24 см	
Ph _{Ca}	- нижній перехідний горизонт, слабогумусований, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками, складається вивітрілим матеріалом, перехід до ґрунтотворної породи ясний;
24-38 см	

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка №8 (розріз 8БГ)

- Н_d** - дернина (проективне покриття трав'янистої рослинності до 30%);
0-6 см
- Ph_{Ca}** - верхній намитий горизонт, карбонатний, слабогумусований,
6-14 см складається з жорстви крейдяного мергелю, сірувато-білого кольору (10YR7/1), свіжий, безструктурний, середньоущільнений, у нижній частині (з глибини 7-10 см) з'являються щебенюваті включення вихідної ґрунотворної породи, перехід у наступний горизонт ясний;
- H_{Ca}** - гумусово-акумулятивний (похований) горизонт,
14-31 см карбонатний, свіжий, темно-сірий з добре помітним бурим відтінком (10YR5/1-5/2), дрібнозернистої структури, середньоущільнений, середньосуглинковий, рідко корінці трав'янистої рослинності, гравійні та щебенюваті включення вихідної ґрунотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт – різкий;
- P(h)_{Ca}** - нижній перехідний горизонт, слабогумусований, карбонатний,
31-40 см свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками (10YR6/1-6/2), дрібноземиста частина нетривкодрібногрудкуватої структури, середньоущільнена, складається з гравійних та щебенюватих (d=5 – 7 см) включень вихідної ґрунотворної породи, простір між якими заповнений дрібноземом та пастоподібним вивітрілим матеріалом, перехід до ґрунотворної породи ясний;
- P_{Ca}** - ґрунотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю,
40-60 см який у верхній частині складається з щебенюватих окремостей d=5 – 10 см, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Наза ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

На підставі вивчення будови ґрунтових розрізів, можна виділити наступні особливості досліджуваних ґрунтів:

- Потужність гумусованого профілю слаборозвинутих дерново-карбонатних ґрунтів коливається від 6 см до 40 см;
- Структура гумусово-аккумулятивного горизонту (Hk) переважно грудкувато-брилувата, грудкувато-порохувато-брилувата, брилувато-грудкувато-порохувата. Потужність горизонту 3-17 см;
- Перехідний гумусовий горизонт (Phk) – потужністю 7-9 см, безструктурний;
- Материнська порода залягає переважно на глибині 12-40 см, представлена елювієм крейдяного мергелю;
- Характер переходів між генетичними горизонтами у більшості випадків ясний. Перехід у материнську породу - різкий;
- Закипання від 10% соляної кислоти – бурхливе і суцільне по всьому профілю;
- Профіль ґрунту з поверхні є щебенюватим, який у верхній частині складається з щебенюватих окремоостей $d=5-10$ см, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом. Донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Висновки до розділу 7.

1. У профілі ініціальних рендзин виділяються такі генетичні горизонти: добре виражений гумусово-аккумулятивний (H_{Ca}) і слабовиражений, інколи не витриманий з глибиною перехідний гумусований (Ph_{Ca}), потужність яких в середньому складає 8,70 і 5,18 см відповідно. Їх формування є наслідком інтенсивного прояву процесів гумусоутворення та гумусонакопичення.
2. Профіль ґрунту з поверхні є щебенюватим, який у верхній частині складається з щебенюватих окремоостей $d=5-10$ см, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом. Донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.
3. Материнська порода залягає переважно на глибині 12-40 см, представлена елювієм крейдяного мергелю;

ВИСНОВКИ

1. На підставі аналізу чинників ґрунтоутворення Західного Поділля встановлено, що переважаючою ґрунтоутворюючою породою на якій сформувалися рендзинні ґрунти є елювіальна кора вивітрювання відкладів верхнього відділу крейдової системи - представлена крейдяними мергелями; визначальний вплив на характер прояву та напрям розвитку ініціального ґрунтоутворення, зокрема накопичення гумусу та біофільних елементів, а також інтенсивність формування генетичного профілю досліджуваних ґрунтів має біологічний чинник, передусім домінування трав'янистих рослинних формацій.
2. Виявлено, що у процесі ініціального ґрунтоутворення запаси енергії в гумусі та мінеральній частині досліджуваних ґрунтів поступово зростають.

Аналіз даних термодинамічних і енергетичних показників ґрунтоутворюючої породи, представленої елювієм крейдяного мергелю засвідчує, що для неї характерні доволі не високі запаси енергії кристалічної ґратки ($U_m=7287,11$ кДж/г) та відносно значна частка вільної енергії Гіббса ($G_m=1084,57$ кДж/г). Встановлені величини термодинамічних і енергетичних показників досліджуваної ґрунтоутворюючої породи вказують на те, що вона володіє значною реакційною здатністю до ґрунтоутворення та піддатливістю до біологічного освоєння.

Встановлено, що вищими показниками енергії кристалічної ґратки і вільної енергії Гіббса відзначаються рендзинні ґрунти, які сформувалися під сукупним впливом деревної та трав'яної рослинності - $7656,73$ кДж/г та $1096,18$ кДж/г, відповідно. Відтак формування генетичних горизонтів у профілі таких ґрунтів буде відбуватися відносно повільно, унаслідок низької інтенсивності елементарних ґрунтових процесів. Водночас рендзинні ґрунти, які

розвиваються під впливом виключно трав'янистих рослинних формацій характеризуються доволі низькими значеннями енергії кристалічної ґратки - 7560,77 кДж/г. Це свідчить про інтенсивніший розвиток елементарних ґрунтових процесів у цих ґрунтах та сприяє формуванню більш потужного генетичного профілю. Отримані результати повністю узгоджуються з проведеними нами морфометричними дослідженнями.

Найбільшими запасами енергії в гумусі відзначаються рендзинні ґрунти, що сформувалися під впливом трав'янистих рослинних формацій - 299,77-386,49 та ГДж/га, під сукупним впливом деревної та трав'яної рослинності - 135,29 ГДж/га, найменшими рендзинні ґрунти під впливом дерев'янистої рослинності - 16,46-20,88 ГДж/га. Отже, характер і напрям розвитку ініціального ґрунтоутворення великою мірою залежить від інтенсивності дернового процесу. Відтак формування гумусового профілю відбувається інтенсивніше у досліджуваних ґрунтах під трав'янистими рослинними формаціями.

3. Особливістю валового хімічного складу рендзинних ґрунтів є високий вміст CaO та SiO₂. Підвищеним вмістом відзначаються R₂O₃, в складі яких повністю переважає Fe₂O₃. Характерним для досліджуваних рендзин, є незначне звуження величин молярного відношення CaO:SiO₂ у порівнянні з ґрунтоутворною породою. Це є свідченням розвитку процесу розчинення та вилуговування карбонатів. Абсолютні показники фактора вилуговування зменшуються з глибиною, що вказує на інтенсивніший розвиток процесів внутріґрунтового вивітрювання у верхній частині генетичного профілю досліджуваних ґрунтів.

4. Формування рендзинних ґрунтів на продуктах звітрювання крейдового мергелю визначає їхню головну особливість — усі вони середньо- і сильно карбонатні з поверхні і по всьому профілю.

Зважаючи на морфологічні особливості досліджуваних ґрунтів, а саме слаборозвинутий генетичний профіль, необхідно відзначити, що вирішальний вплив у формуванні високої карбонатності (61,4 – 89,8%) має ґрунтоутворна порода. Водночас вище наведений чинник також безпосередньо впливає на формування реакції ґрунтового розчину цих ґрунтів.

5. За значеннями рН рендзинні ґрунти відзначаються слабо- та сильнолужною реакцією ґрунтового розчину (7,58 – 9,02). Значення рН, відповідно, як і вміст карбонатів вниз по профілю зростають. У межах екотопу сосни для значень рН характерна анізотропність – в пристовбурній ділянці найменші значення рН (7,41-7,49), тоді як поза межами екотопу ці значення зростають до 7,94-7,95.
6. Дослідженнями встановлено, що за вмістом загального гумусу у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті (H_{Ca} , HP_{Ca}) рендзинні ґрунти відносяться до малогумусних (<3%) і середньогумусних (3-5%). Вони також відзначаються здебільшого регресивно-акумулятивним типом профільного розподілу гумусу. Характеризуються переважно фульватно-гуматним типом гумусу у верхній частині профілю та гуматно-фульватним – у нижній. Відношення $S_{ГК}:S_{ФК}$ становить 1,1-1,6 та 0,9 відповідно. У складі гумусу домінує фракція гумінових кислот, що зв'язана з Кальцієм ГК-2 (28,41-42,02%), з глибиною вміст даної фракції зменшується. Для оптичної щільності гумінових кислот характерні низькі показники, що свідчить про незначну структурованість молекул, а отже - їх молодий вік, постійне поновлення та схожість з фульвокислотами.
7. Специфічними особливостями морфологічної будови досліджуваних ґрунтів є їх незначна потужність, карбонатність з поверхні і по всьому профілю, сильна щебенюватість, безструктурність або слабка оструктуреність генетичних горизонтів.

Виявлено, що в залежності від геоморфогенно-фітоценотичних умов формування рендзинних ґрунтів будова їх генетичного профілю і, зокрема потужність генетичних горизонтів буде різною. Встановлено, що морфологічні особливості ініціальних рендзинних ґрунтів визначаються динамікою таких профілеформуючих процесів, як – дерновий, гумусово-акумулятивний, а також підстилкоутворення.

8. Результати досліджень рекомендується використати при здійсненні великомасштабних ґрунтових обстежень, для вдосконалення класифікації і діагностики рендзин, включення цих ґрунтів до ґрунтово-охоронної інфраструктури, а також доцільності лісо- та сільськогосподарського їх використання.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Абакумов Е. В. Накопление и трансформация органического вещества на разновозрастных отвалах песчаного карьера [Текст] / Е. В. Абакумов. // Почвоведение. – 2008. – № 8. – С. 955-963.
2. Абакумов Е. В. Первичные почвы в природных и антропогенных экосистемах [Текст] : автореф. дис. д-ра биол. наук: 03.02.13 / Е. В. Абакумов. -Тольятти: [б. в.], 2012. -40 с.
3. Абакумов Е. В. Почвообразование в посттехногенных экосистемах карьеров на Северо-Западе Русской равнины [Текст] / Е. В. Абакумов, Е. И. Гагарина. - СПб : Изд-во СПбГУ, 2006. - 208 с.
4. Абакумов Е. В. Почвы Самарской луки: разнообразие, генезис, охрана [Текст] / Е. В. Абакумов, Э. И. Гагарина, В. П. Вехник и др. // Общие проблемы экологии. Известия Самарского научного центра Российской академии наук. -2008. - Т. 10.- № 2. - С. 267-287.
5. Агрокліматичний довідник по Львівській області. - К.: Держсільгоспвидав УРСР, 1959. - 96 с.
6. Александрова Л. Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации [Текст] / Л. Н. Александрова. - Л.: Наука, 1980. - 288 с.
7. Александровский А. Л. Отражение природной среды в почве [Текст] / А. Л. Александровский // Почвоведение. - 1996. - № 3. - С. 277-287.
8. Александровский А. Л. Эволюция почв Восточной Европы на границе между лесом и степью / А. Л. Александровский // Естественная и антропогенная эволюция почв. - М.: Наука, 1988. - С. 82-94.
9. Андріанов М. С. Агрокліматичні ресурси післязбирального періоду на територіях західних районів УРСР [Текст] / М. С. Андріанов // Охорона

- природи західних областей України. — Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1966. — С. 31-36.
10. Андрущенко Г. О. Грунти Західних областей УРСР [Текст] / Г. О. Андрущенко. — Львів — Дубляни : Вид-во Вільна Україна, 1970. — Ч. 1.— 184 с.
 11. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв [Текст] / Е. В. Аринушкина. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. — С. 252-263.
 12. Арманд Д. Л. Некоторые принципиальные ограничения эксперимента и моделирования в географии (принцип дополнительности и характерное время) [Текст] / Д. Л. Арманд, В. О. Таргульян // Известия АН СССР. — 1974.— Сер. геогр. — № 4. — С. 129-138.
 13. Артюшенко А. Т. История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде [Текст] / А. Т. Артюшенко, Р. Я. Арап, Л. Г. Безусько. — К.: Наукова думка 1982. — 135 с.
 14. Атлас почв Украинской ССР [Текст] / [под ред. Н. К. Крупского, Н. И. Полупана]. — К. : Урожай, 1979 — 160 с
 15. Бабинець А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы [Текст] / А. Е. Бабинець. — К. : У Изд-во АН УССР, 1961. — 371 с.
 16. Безуглова О. С. Гуминовые вещества в биосфере : учебн. Пособие [Текст] О. С. Безуглова. —Ростов-на-Д., 2009. – 120 с.
 17. Безуглова О. С. Диагностика состава и свойства почв : учебн. пособие [Текст] / О. С. Безуглова. – Ростов-на-Д., 2008. – 124 с.
 18. Безусько Л. Г. К вопросу о формировании растительного покрова Буго-Стырского района в голоцене по данным палеопалинологии (Малое Полесье) [Текст] / Л. Г. Безусько // Актуальные вопросы современной ботаники. - К. : Наукова думка, 1977. - С. 141-144.

19. Безусько Л. Г. Матеріали до історії розвитку рослинності Малого Полісся у ранньо-середньочетвертинний час [Текст] / Л. Г. Безусько // VI з'їзд Українського ботанічного товариства. - К.: Наукова думка, 1977а. - С. 270-271.
20. Білик Г. І. Принципи геоботанічного районування [Текст] / Г. І. Білик, М. А. Голубець // Геоботанічне районування Української РСР. - К. Наукова думка, 1977. - С. 9-16.
21. Білик Г. І. Геоботанічне районування Українською РСР [Текст] / Г. І. Білик, Є. М. Брадїс // Укр. бот. журн. - 1962. - Т. XIX. - № 4. - С. 23-32.
22. Бондарчук В. Г. Геологічна будова Української РСР [Текст] / В. Г. Бондарчук. – К.: Радянська школа, 1963. - 375 с.
23. Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР [Текст] / В. Г. Бондарчук. - К. : Радянська школа, 1949. - 243 с.
24. Боул С. Генезис и классификация почв [Текст] / С. Боул, Ф. Хоул, Р. Мак-Крекен. - М. : Прогресс, 1977. -416 с.
25. Бучинский И. Е. Климат Украины в прошлом, настоящем и будущем [Текст] / И. Е. Бучинский. - К. : Госсельхозиздат УССР, 1963. - 306 с.
26. Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почв и грунтов [Текст] / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. - М. : Высш. шк., 1973. - 400 с.
27. Вальков Ф. В. Почвы Юга России [Текст] / Ф. В. Вальков, К. Ш. Казеев, С. И. Колесников. - Ростов-на-Д. : Эверест, 2008. - 276 с.
28. Васильев А. М. Исследование физических свойств почвы [Текст] / А. М. Васильев. – Кишинев : Гос. изд-во Молдавии, 1952. -299 с.
29. Веклич М. Ф. Почвообразование на территории Украины в плиоцене и антропогене [Текст] / М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко // Геология

- четвертичного періода. Єреван: Издательство АН Арм. ССРС, 1977. – С. 333-336.
30. Веремєєнко С. І. Еволюція та управління продуктивністю ґрунтів Полісся України [Текст] / С. І. Веремєєнко. - Луцьк : Надстир'я, 1997. - 314 с.
31. Вернандер Н. Б. Агропочвенное районирование [Текст] / Н. Б. Вернандер, М. А. Кочкин, Г. А. Андрущенко и др. // Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. - М.: Изд-во ГУГиК, 1988. -С. 118-119.
32. Вернандер Н. Б. Агропочвенное районирование Украины и его место в почвенно-географическом районировании СССР [Текст] / Н. Б. Вернандер, Д. А. Тютюнник // Природа Украинской ССР. Почвы. - К.: Наукова думка, 1986. - С. 34--40.
33. Вернандер Н. Б. Генезис и свойства основных типов почв Украины [Текст] / Н. Б. Вернандер, Д. А. Тютюнник, Д. И. Ковалишин // Природа Украинской ССР. Почвы. - К.: Наукова думка, 1986. - С. 56-72.
34. Вернандер Н. Б. История почвенных исследований на Украине [Текст] / Н. Б. Вернандер, Д. А. Тютюнник // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наукова думка, 1986. - С. 17-22.
35. Верятин У. Д. Термодинамические свойства неорганических веществ [Текст] / У. Д. Верятин, В. П. Маширеву, Н. Г. Рябцев и др. // [под общей ред. д-ра техн. наук А. П. Зефирова]. - М.: Атомиздат, 1965. - 459 с.
36. Вильямс В. Р. Почвоведение [Текст] / В. Р. Вильямс. - М.: Сельхозгиз, 1947. -548 с.
37. Владимир Л. М. Перегнойно-карбонатные почвы [Текст] / П. М. Владимир, И. И. Шилихина // Почвы Молдавии. - Кишинев: Штиинца, 1984. - Т. 1. - С. 238-247.

38. Владимир Л. М. Перегнойно-карбонатные почвы Молдавии [Текст] / П. М. Владимир // Мелиорация и физика почв Молдавии. - Кишинев, 1979. - С. 29-41, 130-132.
39. Влияние уплотняющего воздействия мобильных агрегатов сельскохозяйственной техники на почву и ее плодородие [Текст] / [П. У. Бахтин, В. И. Шептунов, Т. В. Гораздовский и др.]: Сб. науч. тр. УСХА. - К., 1982. - С. 30-37.
40. Волобуев В. Р. Опыт расчета энергии кристаллической решетки почвенных минералов [Текст] / В. Р. Волобуев // Почвоведение. - 1968. - № 4. - С. 89-93.
41. Волобуев В. Р. Введение в энергетику почвообразования [Текст] / В. Р. Волобуев. - М., Наука, 1974. - 128 с. 45.
42. Волобуев В. Р. Экология почв (очерки) [Текст] / В. Р. Волобуев. - Баку: Изд. АН Азерб ССР, 1963.- 176 с.
43. Воробьева Л. А. Химический анализ почв: учебн. пособие [Текст] / Л. А. Воробьева. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. -272 с.
44. Вышинский А. М. Эффективность органических и минеральных удобрений на основных типах почв Полесья [Текст] / А. М. Вышинский, О. Ф. Артюшенко // Агрохимическая характеристика почв Украинской ССР. - М.: Наука, 1973. - С. 137-142.
45. Гавриленко К. С. Підземні води західних областей України [Текст] / К. С. Гавриленко, О. Д. Шторгин, В. М. Щепак. - К.: Наукова думка, 1968. -316 с.
46. Гагарина Э. И. Литологический фактор почвообразования (на примере Северо-Запада Русской равнины) [Текст] / Э. И. Гагарина. - СПб. : -Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2004. - 260 с.

47. Гагарина Э. И. Онтогенез почв на земляных беллигеративных сооружениях Ленинградской области [Текст] / Э. И. Гагарина, А. Н. Шелемина, Е. В. Абакумов // Вестник Санкт-Петербургского университета. - Серия: Биология. - 2011. - Вып. 1. - С. 100-108.
48. Гагарина Э. И. Опыт изучения выветривания обломков карбонатных пород в почве [Текст] / Э. И. Гагарина // Почвоведение. - 1968. - № 9. - С.117-126.
49. Гагарина Э. И. Почвообразующие породы с элементами геологии учебн. пособие / Э. И. Гагарина, Е. В. Абакумов. - СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 2012. - 131 с.
50. Гаськевич В. Г. Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся: монографія [Текст] / В. Г. Гаськевич, С. П. Позняк. - Львів: Видав. Центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. - 256 с.
51. Гаськевич О. В. Структура ґрунтового покриву Гологоро-Кременецького горбогір'я [Текст] / О. В. Гаськевич, С. П. Позняк. - Львів: Видав. Центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. - 208 с.
52. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения : учебн. [Текст] / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. - М.: Высш. шк., 2005. - 461 с.: ил.
53. Геннадиев А. Н. О факторах и этапах развития почв во времени [Текст] / А. Н. Геннадиев // Почвоведение. - 1986.- № 4. - С. 102-111.
54. Геннадиев А. Н. Почвы и время: модели развития [Текст] / А. Н. Геннадиев. -М.: Изд-во МГУ, 1990. -232 с.
55. Геннадиев А. Н. Стадиальность почвообразования и географическая среда [Текст] / А. Н. Геннадиев // Вести. Московского ун-та. - Сер. геогр. - 1988. - № 2. – С. 21-28.

56. Генсірук С. А. Ліси західного регіону України [Текст] / С. А. Генсірук, М. С. Нижник, Л. І. Копій // Наукове товариство ім. Шевченка, МО України, Український державний лісотехнічний університет: [відп. ред. С. А. Генсірук]. — Львів. — 1998. — 407 с.
57. Генсірук С. А. Лісові ресурси України, їх охорона і використання [Текст] / С. А. Генсірук, В. С. Бондар / [відп. ред. П. С. Погребняк]. — К. : Наукова думка, 1973. — 526 с.
58. Геоботанічне районування Української РСР. - К. :Наукова думка, 1977• - 304 с.
59. Географічна енциклопедія України : в 3 т. [Текст] / [Ред-Г 35 кол. : О. М. Маринич (відп. ред.) та ін.]. - К. : Українська Радянська енциклопедія, 1990. -Т. 2: З-О. - С. 318-320.
60. Географо-генетические аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв [Текст] / С. В. Зонн, А. П. Травлеев [отв. ред. В. А. Ковда]. - К. Наукова думка, 1989. - 216 с.
61. Геологический словарь. - М.: Недра, 1973. -Т. 1.- С. 422.
62. Геоморфология Украинской ССР [Текст] / [под ред. И. М. Рослого]. - К. : Вища школа, 1990. -287 с.
63. Герасимов И. П. Абсолютный и относительный возраст почв [Текст] / И. П. Герасимов // Почвоведение. - 1969. - № 5. - С. 27-32.
64. Герасимов И. П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв [Текст] / И. П. Герасимов // Известия АН СССР. - 1968. - № 1. - Сер. геогр. - С. 5-8.
65. Герасимов И. П. Опыт генетической диагностики почв СССР на основе элементарных почвенных процессов [Текст] / И. П. Герасимов // Почвоведение. - 1975. - № 5. - С. 3-9.

66. Герасимов И. П. Основы почвоведения и географии почв [Текст] / И. П. Герасимов, М. А. Глазовская. - М., 1960. -490 с.
67. Герасимов И. П. Элементарные почвенные процессы для генетической классификации почв [Текст] / И. П. Герасимов // Почвоведение. - 1973. - № 5. - С. 102-113.
68. Геренчук К. И. Малое Полесье [Текст] / К. И. Геренчук // Физико-географическое районирование Украинской ССР. - К. : Изд-во Киевского ун-та, 1968. - С. 165-173.
69. Геренчук К. І. Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів [Текст] / К. І. Геренчук, М. М. Койнов, П. М. Цись. - Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1964. -222 с.
70. Гидрология СССР. Украинская ССР [Текст] / [гл. ред. А. В. Сидоренко] - М. : Недра, 1971. — С. 180-181.
71. Гильманов Т. Г. Интерпретация формул Докучаева и Иенни в терминах современного анализа [Текст] / Т. Г. Гильманов // Вест. Моск. ун-та. Серия 17. Почвоведение, 1977. — № 3. — С. 53-63.
72. Глазовская М. А. География почв с основами почвоведения [Текст] / М. А. Глазовская, А. Н. Геннадиев. — Изд-во МГУ, 1995. — 400 с.
73. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв [Текст] / М. А. Глазовская. —М. : Изд-во Моск. ун-та, 1973. —424 с.
74. Глобальная география почв и факторы почвообразования [Текст] / [отв. ред. Н. А. Караваева] // Сборник статей. — М. — 1991. — С. 164-196.
75. Гоголев И. Н. Рендзинные (перегнойно-карбонатные) почвы Западно-Украинского Полесья и их генезис [Текст] / И. Н. Гоголев // Природные условия и природные ресурсы Полесья. — К.: Изд-во АН УССР. — 1958. —С.114-123.

76. Гоголев И. Н. Темноцветные почвы (рендзины) Западных областей Украины [Текст] : Рукопись. — Дис. канд. с.-х. наук / И. Н. Гоголев. — М., 1951.— 203 с.
77. Голеусов П. В. Воспроизводство почв в антропогенно нарушенных ландшафтах лесостепи [Текст] / П. В. Голеусов, Ф. Н. Лисецкий. - М. : ГЕОС, 2009. - 210 с.
78. Голеусов П. В. Онтогенетические закономерности воспроизводства почв в антропогенных ландшафтах лесостепи [Текст] / Л. В. Голеусов, Ф. Н. Лисецкий // Труды II Национальной конференции с международным участием "Проблемы истории, методологии и философии почвоведения" [отв. ред. И. В. Иванов, В. Е. Приходько]. Пущино, 2007. - Т. 1. - С. 56-59.
79. Голеусов П. В. Формирование почв в различных комбинациях субстратно- фитоценологических условий лесостепной зоны [Текст] / П. В. Голеусов. // Почвоведение. - 2003. - № 9. - С. 1050-1060.
80. Голубець М. А. Актуальні питання сучасного ґрунтознавства. [Текст] / М. А. Голубець // Ґрунтознавство. -2008. - Т. 9.- М 1-2. - С. 9-18.
81. Григорьев Г. И. К вопросу классификации дерново-карбонатных почв, используемых в земледелии [Текст] / Г. И. Григорьев, А. И. Горина, А. С. Коновалова // Сб. научн. тр. Эстонск. с.-х. акад. - Тарту, 1966. - Вып. 49. - С. 132-145.
82. Гринь Г. С. Принципи агроґрунтового районування Української РСР [Текст] / Г. С. Гринь, М. К. Крупський // Аґрохімія і ґрунтознавство. - К. : Урожай, 1969. – Вип. 12. - С. 3-26.
83. Гришина Л. А. Система показателей гумусного состояния почв [Текст] / Л. А. Гришина, Д. С. Орлов // Проблемы почвоведения. - М.: Наука. 1978. - С. 42-47.

84. Грубрин Ю. Л. Геологическое строение и особенности геологического развития [Текст] / Ю. Л. Грубрин // Украина и Молдавия (Природные Условия и естественные ресурсы ССР). - М.: Наука, 1972. - С. 48-62.
85. Гуменюк А. І. Грунти Малого Полісся Львівщини [Текст] / А. І. Гуменюк // Досягнення ґрунтознавчої науки на Україні. - К. : Урожай, 1964. - С. 181-187.
86. Ґрунтознавство: підручник [Текст] / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов та ін.; [за ред. Д. Г. Тихоненка]. - К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.: іл.
87. Денисик Г. І. Природнича географія Поділля [Текст] / Г. І. Денисик. - Вінниця: ЕкоБізнесЦентр, 1998. – 183 с.
88. Дмитриев Е. А. Почва и почвоподобные тела [Текст] / Е. А. Дмитриев //Теоретические и методологические проблемы почвоведения. - М. ГЕОС, 2001. - С. 215-233.
89. Добровольский В. В. География почв с основами почвоведения [Текст] / В. В. Добровольский. - М. Просвещение, 1976. - 288 с.
90. Докучаев В. В. Сочинения. [Текст] / В. В. Докучаев. - М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1949. - Т. I.- 460 с.
91. Дорогокупец П. И. Термодинамика минералов и минеральных равновесий [Текст] / П. И. Дорогокупец, И. К. Карпов. - Новосибирск : Наука, 1984. - 184 с.
92. Доспехов Б. А. Методика полевого опыта (С основами статистической обработки результатов исследований) [Текст]. - 5-е изд. пер, и доп. / Б. А. Доспехов. - М.: Агропромиздат, 1985. - 351 с.
93. Дюшофур Ф. Основы почвоведения: Эволюция почв. (Опыт изучения динамики почвообразования) [Текст] / Ф. Дюшофур. - М. Прогресс, 1970. – 592 с.

94. Ергина Е. И. Особенности рецентного почвообразования в Крыму [Текст] / Е. И. Ергина // Уч. зап. Таврического национального Университета имени В. И. Вернадского. - 2009. - Т. 22 (61). - М 2. - Серия : География. - С. 27-33.
95. Єргіна О. І. Енергетичні та термодинамічні характеристики ґрунтів та ґрунтоутворювальних субстратів Кримського півострова [Текст] / О. І. Єргіна // Вісник Львівського університету. - Серія : географічна. -2013. - Вип. 41. - С. 132-139.
96. Забалуєв В. О. Енергетичні і термодинамічні характеристики гірських порід як показники їх здатності до ґрунтоутворення [Текст] / В. О. Забалуєв // Екологія і природокористування, 2003. - Вип. 6. - С. 92-95.
97. Зайдельман. Методы исследований некоторых физических и водно-физических свойств каменистых почв [Текст] / Ф. Р. Зайдельман // Почвоведение. - 1957. – № 1. - С. 12-23.
98. Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения [Текст] / [отв. ред. М. А. Глазовская, Е. А. Дмитриев]. - М.: Изд-во Наука, 1970. -219 с.
99. Заморій П. К. Четвертинні відклади України [Текст] / П. К. Заморій. - К. : Вид-во Київського ун-ту, 1961.- 551 с.
100. Захаров С. А. Курс почвоведения [Текст]. - 2-е изд. / С. А. Захаров. - М. - Л. : Сельколхозгиз, 1931. - 440 с.
101. Зверева Т. С. Формы глинистых образований и высокодисперсные минералы в дерново-карбонатных почвах [Текст] / Т. С. Зверева // Почвоведение. - 1964. - № 11. - С. 34-44.
102. Иванов И. В. Эволюция почв степной зоны в голоцене [Текст] / И. В. Иванов. - М.: Наука, 1992. - 144 с.

103. Иенни Г. Факторы почвообразования. [Текст] / Г. Иенни. - М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1948. -348 с.
- институт им.
104. Искандеров И. Ш. Энергия кристаллической решетки и свободная энергия минеральной части почв [Текст] / И. Ш. Искандеров // Почвоведение — 1974. — № 4. – С. 147-149.
105. Іванюк Г. Кореляція номенклатури ґрунтів Львівської області та WRB [Текст] / Г. Іванюк // Вісн. Львів. ун-ту- Львів, 2013. - С. 153-161. -Серія географічна; вип. 41.
106. Каплюк Л. Ф. Водные и физические свойства дерново-карбонатных почв Предгорного Крыма [Текст] / Л. Ф. Каплюк // Почвоведение. — 1976.-15.- С. 104-114.
107. Карапетьянц М. Х. Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ [Текст]/ М. Х. Карапетьянц, М. Л. Карапетьянц. — М.: Изд-во Химия. — 1968. —470 с.
108. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение [Текст] / Л. О. Карпачевский. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993.— 184 с.
109. Карпов И. К. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии [Текст] / И. К. Карпов. — М. : Наука, 1968. — 66 с.
110. Каск Р. П. Дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные почвы или буроземы [Текст] / Р. П. Каск // Почвоведение. — 1976. — № 7. — С.17-27.
111. Кирильчук А. А. Агрогенная трансформация химического состава минерального профиля рендзин Западного региона Украины [Текст] / А. А. Кирильчук // Научные ведомости БелГУ. - Серия: Естественные науки. - Белгород. - 2013. - С. 126-134.

112. Кирильчук А. А. Аналіз поглядів оцінки потенціалу ґрунтоутворення [Текст] / А. А. Кирильчук // Геополітика и екогеодинаміка регіонів. - Симферополь. -2014. - Т. 10.- Вил. 1. - С. 148-151.
113. Кирильчук А. А. Географія рендзин Західного регіону України [Текст] / А. А. Кирильчук // Вісн. Львів ун-ту. - Львів, 2013. - С. 133-139. - Серія географічна; вип. 44
114. Кирильчук А. А. Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся: монографія [Текст] / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк. - Львів. Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004.- 180 с.
115. Кирильчук А. А. Диференціація карбонатного профілю дерново-карбонатних ґрунтів (рендзин) Малого Полісся [Текст] / А. А. Кирильчук // Агрохімія і ґрунтознавство. - Харків. -2002. - № 2. - С. 88-90.
116. Кирильчук А. А. Рецентне ґрунтоутворення і ґрунти в природно-антропогенних ландшафтах Західного Поділля [Текст] / А. А. Кирильчук, Р. Б. Семашук // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка. — Тернопіль, 2012. — № 3 —С. 27-32. — Серія : географія; вип. 33.
117. Кирильчук А.А. Первинне ґрунтоутворення на елювії-делювії щільних карбонатних порід / А.А. Кирильчук, С.П. Позняк, Р.Б. Семашук // Агроекологічний журнал. – Харків. – 2011. – С. 1-8.
118. Кінаш Р. І. Температурний режим повітря і ґрунту в Україні [Текст] / Р. І. Кінаш, О. М. Бурнаєв. — Львів: Видавництво науково-технічної літератури, 2001. — 800 с.
119. Кіт М. Г.. Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навч. посібник [Текст] / М. Г. Кіт // Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2008. — 232 с.

120. Классификация и диагностика почв СССР [Текст] / [под ред. В. А. Егорова, В. М. Фридланда, Е. Н. Иванова и др.]. — М. : Колос, 1977. — 244 с.
121. Клімат України [Текст] / [за ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко]. — Київ: Видавництво Раєвського. — 2003. — 343 с.
122. Ковальчук І. П. Ерозійні процеси Західного Поділля: польові, стаціонарні, експериментальні та морфометричні дослідження монографія [Текст] / І. П. Ковальчук, — Київ Львів. : Ліга-Прес, 2013. — 296 с.
123. Ковальчук І. П. Моделювання і прогнозування стану навколишнього середовища: навч. посібник [Текст] / І. П. Ковальчук. — К.: Либідь, 2003. — 208 с.
124. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса [Текст] / В. А. Ковда. - М.: Наука, 1973. - Кн. 1. - 432 с.
125. Ковда В. А. Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана [Текст] / В. А. Ковда. - М.: Наука, 1981. -с. 5-15.
126. Коврыгин А. С. К характеристике лесорастительных свойств комплекса перегнойно-карбонатных почв [Текст] / А. С. Коврыгин // Почвоведение. - 1939. - № 8. - С. 46-59.
127. Козій Г. В. Флора і рослинність західних областей України [Текст] / Г. В. Козгй. - Львів : Вид-во Львів. ун-ту. - 1963. - С. 72-86.
128. Кононова М. М. Органическое вещество почвы. Его природа, свойства и методы изучения [Текст] / М. М. Кононова. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 314 с.
129. Косець М. І. Нарис лісової рослинності Львівською області [Текст] / М. І. Косець // Бот. журн. - 1953. -Т. X. - № 4. - С. 75-85.

130. Коссович П. С. К вопросу о влиянии углекислого кальция на быстроту разложения органических веществ [Текст] / П. С. Коссович, Н. К. Третьяков // Журн. Опытной Агрономии. - 1902. - Т. III. - С. 38.
131. Коссович П. С. Основы учения о почве [Текст] / П. С. Коссович. - М. : Наука, 1977. - 257 с.
132. Костычев П. А. Почвы черноземных областей России, их происхождение, состав и свойства [Текст] / П. А. Костычев - М., 1886. - Ч. 1. - С. 149.
133. Крупеников И. А. История почвоведения (от времени его зарождения до наших дней) [Текст] / И. А. Крупеников. - М.: Наука, 1981. - 328 с.
134. Крупеников И. А. Карбонатные черноземы [Текст] / И. А. Крупеников. [под. ред. Б. П. Подымова]. - Кишинев : Штиинца, 1979. - 108 с.
135. Лабенец Е. М. Прогноз изменений свойств почв и разрушения Минералов под влиянием воды и раствором [Текст] / Е. М. Лабенец, Н. И. Горбунов, Г. Н. Щурина // Почвоведение. - 1974.- № 4.- С. 130-146.
136. Лебедев А. Ф. Перегнойно-карбонатные почвы и переход их в подзолы [Текст] / А. Ф. Лебедев // Журн. опытной агрономии. - 1906. - Т. VIII. - С. 586-587.
137. Лебедев В. И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза [Текст] / В. И. Лебедев // Геохимия. - 1957. - № 6. - С. 78-84.
138. Лебедева И. И. Классификация аккумулятивно-гумусовых почв [Текст] / И. И. Лебедева, Б. П. Ахтырцев, Т. П. Коковина // 100 лет генетического почвоведения. - М. Наука, 1986. - С. 55.

139. Лисецкий Ф. Н. Агрогенная эволюция почв сухостепной зоны под влиянием античного и современного этапов землепользования [Текст] / Ф. Н. Лисецкий // Почвоведение. -2008. - № 8. - С. 913-927.
140. Львівська область. Атлас. - М. : Вид-во ГУГК, 1989. - 41 с.
141. Мазановский Ю. О перегнойно-карбонатных /рендзинных/ почвах Привислянского Края [Текст] / Ю. Мазановский // Журн, опытной агрономии. - Т. IV. - 1903. - С. 543-544.
142. Маринич О. М. Фізична географія України: підручн. [Текст] / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко - К.: Знання, 2005. -511 с.
143. Махонина Г. И. Начальные процессы почвообразования в техногенных экосистемах Урала [Текст] : автореф. дне. д-ра биол. наук: 03.00.27 / Г. И. Махонина. - Томск, 2004. - 32 с.
144. Мировая коррелятивная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и корреляции почв [Текст]. — М. Товарищество научных изданий КМК, 2007. — 278 с.
145. Оленчук Я. С. Ґрунти Львівської області [Текст] / Я. С. Оленчук, А. Г. Николин. - Львів : Каменяр, 1969. - 84 с.
146. Орлов Д. С. Гумусовые кислоты почв [Текст] / Д. С. Орлов. - М. Изд-во Моск. ун-та, 1974. - 112 с.
147. Орлов Д. С. Методические указания по обработке и интерпретации результатов химического анализа почв [Текст] / Д. С. Орлов, Г. В. Мотузова, М. С. Малинина - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. - 109 с.
148. Орлов Д. С. Практикум по химии гумуса : учебн. пособие [Текст] / Д. С. Орлов, Л. А. Гришина. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. -272 с.
149. Орлов Д. С. Химия почв : учебн. пособие [Текст] / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. Й. Суханова. - М.: Высш. шк., 2005. - 558 с.: ил.

150. Орлов О. Енергоємність гумусу як критерій гумусового стану ґрунтів / О. Орлов // Вісн. Львів унту• - Львів, 2002. - С. 111-115. - Серія біологічна; вип. 31.
151. Підвальна Г. С. Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя : монографія [Текст] / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2004. - 192 с.
152. Память почв : Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий [Текст] / [отв. ред. В. О. Таргульян, С. В. Горячкин]. -М.: Изд-во ЛКИ. - 2008. -692 с.
153. Позняк С. П. Ґрунтово-географічні дослідження. Понятійно-термінологічний словник [Текст] / С. П. Позняк, С. Н. Красеха - Львів : ЛНУ імені Івана Франка. - 1999. - 96 с.
154. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник : у 2 ч. [Текст] / С. П. Позняк. - Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. - Ч.1, Ч.2. - 270 с.
155. Позняк С. П. Картографування ґрунтового покриття : навч. посібник [Текст] / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха, М. Г. Кіт — Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2003. — 500 с.
156. Позняк С. П. Чинники ґрунтоутворення : навч. посібник [Текст] / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха. — Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. — 400 с.
157. Полевой определитель почв [Текст]. — М. : Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 2008. — 182 с.
158. Польшов Б. Б. Валовой почвенный анализ и его толкование [Текст] / Б. Б. Польшов // Почвоведение. — 1944. — № 10. — С. 482-490.

159. Польчина С. М. Основні типи ґрунтів у системі ФАО/WRB : навч. посібник [Текст] / С. М. Польчина. — Чернівці : Рута, 2006. — Ч. 1. — 152 с.
160. Польчина С. М. Світова реферативна база ґрунтових ресурсів 2006 [Текст] / С. М. Польчина, В. А. Нікорич. - Чернівці : Книги - XXI, 2007. - 200 с.
161. Пономарева В. В. Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения) [Текст] / В. В. Пономарева, Т. А. Плотникова - Л.: Наука, 1980. - 220 с.
162. Пономарева В. В. Материалы по изучению состава гумуса и некоторые вопросы генезиса дерново-карбонатных почв [Текст] / В. В. Пономарева, А. М. Мясникова // Уч. зап. Ленингр. ун-та. - Н 174. -Сер. биол. наук. - Вып. 36.- 1954. - С. 134-145.
163. Почвоведение [Текст] / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова]. Почва и почвообразование / Г. Д. Белицина, В. Д. Василевская, Л. А. Гришина и др. - М.: Высш. шк., 1988. - Ч.1. - 400 с.: ил.
164. Почвоведение [Текст] / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова]. Типы почв, их география и использование / Л. Г. Богатырев, В. Д. Василевская, А. С. Владыченский и др. - М.: Высш. шк., 1988. - Ч.2. - 368 с.: ил.
165. Почвообразующий потенциал почвообразующих факторов [Текст] / С. А. Шоба, М. И. Герасимова, В. О. Таргульян, И. С. Урусевская, И. О. Алябина, А. О. Макеев // Зб. наук. праць : генеза, географія та екологія ґрунтів. - Львів, 1999. - С. 90-92.
166. Природа Львівської області [Текст] / [за ред. К. І. Геренчука]. - Львів: Вид-во Льві. ун-ту, 1972. - 152 с.

167. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые [Текст] / [под ред. Е. Ф. Шнюкова, А. В. Чекунова, А. С. Вялова]. - К. Наукова думка, 1986.- 184 с.
168. Природа Украинской ССР. Климат [Текст] / [под ред. В. Н. Бабиченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинова]. - К.: Наукова думка, 1984. - 232 с.
169. Природа Украинской ССР. Ланшафты и физико-географическое районирование [Текст] / [под ред. А. М. Маринича, В. М. Пащенко, П. Г. Шыщенко] - К.: Наукова думка, 1985. -224 с. .
170. Природа Украинской ССР. Растительный мир [Текст] / [под ред. Т. Л. Андриенко, О. Б. Блюм, С. П. Вассер и др.]. - К.: Наукова думка, 1985. - 208 с.
171. Процессы почвообразования и эволюции почв [Текст] / [отв. ред. В. О. Таргульян, А. А. Величко]. - М.: Наука, 1985. - 243 с.
172. Роде А. А. Генезис почв и современные процессы почвообразования [Текст] / А. А. Роде. - М.: Наука, 1984. - 256 с.
173. Роде А. А. Избранные труды. Теоретические проблемы почвоведения и вопросы генезиса почв [Текст] / А. А. Роде. - М. Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева Россельхозакадемии, 2008. - Т. 1. - 600 с.
174. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении [Текст] / А. А. Роде. - Новосибирск : Наука, 1971. -92 с.
175. Роде А. А. Факторы почвообразования и почвообразовательный процесс [Текст] / А. А. Роде // Генезис почв и современные процессы почвообразования. - М. Наука, 1984. - С. 137-146.

176. Рыжов С. Н. Агрономическое значение структуры и сложение почвы [Текст] / С. Н. Рыжов, М. В. Мухамеджанов // Теоретические вопросы обработки почв. - Л. Гидрометеиздат, 1963. - С. 44-57.
177. Самойлова Е. М. Почвообразующие породы [Текст] / Е. М. Самойлова. - М.: Изд-во МГУ, 1991.- 176 с.: ил.
178. Самойлова Е. М. Эволюция почв [Текст] / Е. М. Самойлова, Ю. С. Толчельников. - М.: Изд. МГУ, 1981. -87 с.
179. Семашук Р. Б Морфологічні особливості та валовий хімічний склад ініціальних рендзинних ґрунтів урочища Біла Гора / Р. Б. Семашук // Науковий журнал «Геополітика і екогеодинаміка регіонів» // Сімферопіль, 2014. Том 10. Випуск 1. – С. 849-855.
180. Семашук Р. Б. Гумусовий стан слаборозвинутих рендзин Західного Поділля / Р. Б. Семашук // Наукові записки національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: Географія. Тернопіль: СПМ "Тайп". - №2 (Випуск 37) – 2014. – С. 40-45.
181. Семашук Р. Б. Особенности группового и фракционного состава гумуса слаборазвитых рендзин Западного Подолья / Р. Б. Семашук // Вестник БГУ. Серия 2. – Минск: Изд во БГУ, 2015. – Т. 2. – С. 81 - 86.
182. Семашук Р. Б. Особливості формування морфогенетичних властивостей ініціальних рендзинних ґрунтів / Вісник Львівського Університету. Серія географічна. Львів, 2013. Випуск 44 - 409 с.
183. Сибирцев Н. М. Избранные сочинения [Текст] / Н. М. Сибирцев. — М. : СХГ, 1951. — Т. 1. — 472 с.
184. Соколов И. А. О взаимодействии почвы и среды : рефлекторность и сенсорность почв [Текст] / И. А. Соколов, В. О. Таргульян // Системные исследования природы. — М.: Мысль, 1977. — С. 153-170.

185. Соколов И. А. Почвообразование и время: поликлимакность и палигенетичность почв [Текст] / И. А. Соколов // Почвоведение. — 1984. — 32. — С. 102-113.
186. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. Температура воздуха и почвы. - Л. ; Гидрометеиздат, 1967. - Ч. 2. - Вып. 10. - 607 с.
187. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. — Л. : Гидрометеиздат, 1969. — Вып. 10. - 696 с.
188. Таргульян В. О. Почвообразование и элементарные почвообразовательные процессы [Текст] / В. О. Таргульян // Почвоведение. - 1985. - № 11. - С. 36-45.
189. Таргульян В. О. Развитие почв во времени [Текст] / В. О. Таргульян. // Проблемы почвоведения. - М.: Наука, 1982. - С. 108-113.
190. Таргульян В. О. Структурный и функциональный подход к почве, почва-память и почва-момент [Текст] / В. О. Таргульян, И. А. Соколов. - М. : Наука, 1978. - 120 с.
191. Тихоненко Д. Г. Елементарні ґрунтові процеси (ЕГП) при акумулятивному ґрунтоутворенні [Текст] / Д. Г. Тихоненко // Вісник ХНАУ Ґрунтознавство. - 2011 1. - С. 18-22.
192. Тюрин И. В. Химическая природа фульвокислот почвенного гумуса [Текст] / И. В. Тюрин // Вопросы генезиса и плодородия почв. - М. Наука, 1966. - С. 154.
193. Урусевская И. С. Особенности состава и свойств гумуса дерново-карбонатных почв таежно-лесной зоны [Текст] / И. С. Урусевская, Я. М. Аммосова, И. Г. Пугачева // Науч. докл_ Высшей школы. Биолог. науки. — 1974. — № 4. — С. 120-126.

194. Ферсман А. Е. Геохимия [Текст] / А. Е. Ферсман. — Л.: ОНТИ. — 1934. — Т. 2. — С. 58-61.
195. Фридланд В. М. Влияние степени выветрелости почвообразующих пород на процессы формирования почв в различных биоклиматических зонах [Текст] / В. М. Фридланд // Почвоведение. — 1970. — К 12. — С. 5-16.
196. Цись П. М. Геоморфологія УРСР [Текст] / П. М. Цись — Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. — 224 с.
197. Черкинский А. Е. Типы органопрофилей почв Мира [Текст] / А. Е. Черкинский, О. А. Чичагова // Глобальная география почв и факторы почвообразования. [отв- ред- Н. А. Караваева]. — Москва, 1975. — С. 164.

ДОДАТКИ

Валовий хімічний склад ініціальних рендзин, % від ваги безкарбонатного ґрунту

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Втрати при прожарюванні, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдового мергелю												
P _{Ca}	32-59	41,41	6,67	0,43	1,1	1,53	0,03	17,92	1,12	1,2	0,21	0,19
Елювіальна кора звітрювання крейдового мергелю												
зцементована кірка	0-2	41,77	5,37	0,36	0,73	1,09	0,03	31,65	0,87	1,07	0,23	0,33
дрібнозем	2-8	42,18	5,52	0,46	0,70	1,16	0,05	26,47	0,77	1,56	0,12	0,14
щебінь і дрібнозем	8-20	41,77	5,28	0,36	0,86	1,22	0,03	25,7	0,79	0,97	0,25	0,35
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-4 (переліг)												
H _{Ca}	1-14	41,14	6,13	0,5	1,71	1,76	0,07	30,25	0,95	0,06	0,59	0,27
HP _{п/орCa}	14-28	40,84	5,37	0,6	2,67	3,27	0,06	27,99	0,99	0,08	0,62	0,29
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)												
HP _{Ca}	3-13	40,75	10,83	0,28	2,01	2,29	0,04	8,58	1,59	0,23	0,46	0,33
P(h) _{Ca}	13-20	40,27	8,61	0,24	1,12	1,36	0,06	22,11	1,28	1,63	0,24	0,27
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдового мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)												
HP _{Ca}	3-17	40,64	8,32	0,7	1,98	2,68	0,08	33,12	0,5	0,23	0,42	0,25
PH _{Ca}	17-24	41,04	6,57	0,63	1,93	2,56	0,03	24,62	0,63	0,11	0,25	0,24

Валовий хімічний склад ініціальних рендзин, % від ваги без гумусного і без карбонатного ґрунту

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Втрати при прожарюванні, %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю												
P _{Ca}	32-59	41,41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Елювіальна кора звітрювання крейдяного мергелю												
зцементована кірка	0-2	41,77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
дрібнозем	2-8	42,18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
щебінь і дрібнозем	8-20	41,77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонсенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-4 (переліг)												
H _{Ca}	1-14	41,14	6,35	0,52	1,77	2,29	0,07	28,02	0,98	0,06	0,61	0,28
HP _{п/орCa}	14-28	40,84	5,44	0,6	2,69	3,29	0,06	27,12	1,0	0,08	0,62	0,29
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонсенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)												
HP _{Ca}	3-13	40,75	7,85	0,2	1,46	1,66	30,16	1,09	0,17	0,33	0,24	30,16
P(h) _{Ca}	13-20	40,27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Слаборозвинута рендзина на елювії турон-сенонсенонських відкладів крейдяного мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)												
HP _{Ca}	3-17	40,64	7,77	0,65	1,84	2,49	0,08	17,75	0,47	0,22	0,39	0,23
PH _{Ca}	17-24	41,04	6,57	0,63	1,93	2,56	0,03	24,54	0,63	0,11	0,25	0,24