Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Серія “ҐРУНТИ УКРАЇНИ”

Р. Б. СЕМАЩУК, А. А. КИРИЛЬЧУК

ІНІЦІАЛЬНЕ ҐРУНТОТВОРЕННЯ ТА РЕНДЗИННІ ҐРУНТИ ЗАХІДНОГО ПОДІЛЛЯ

Монографія

Львів – 2018

УДК 631.445.8:631.417.2(477.53)

Рецензенти:
д-р геогр. наук, проф. *В. І. Михайлюк*
(Одеський державний аграрний університет,
завідувач кафедри земельного кадастру);
канд. геогр, доц. *О. М. Підкова*
(Київський національний університет імені Тараса Григоровича Шевченка,
доцент кафедри землезнавства та геоморфології)

Рекомендовано до друку Вченою Радою
Львівського національного університету імені Івана Франка
Протокол № 46/2 від 28.02.2018 р.
СЕРІЯ "ҐРУНТИ УКРАЇНИ" (заснована 1998 р.)

Covers the history, problems and theoretical methodological basis of studies of soils, which are at initial stages of development. The specificity of soil formation on products elyuviogenesis dense carbonate rocks. Gross analyzed the chemical composition and energy and thermodynamic parameters of the objects.

And supplement the theoretical and methodological principles of soil formation and study initial rendzinas different geomorphology-phytocoenotic conditions at the tract.

For specialists in the field of soil science, soil geography, agriculture, nature protection, land cadastre, scientific researchers, graduate students and students of the corresponding specialties.

Семащук Р. Б.

Ініціальне ґрунтотворення та рендзинні ґрунти Західного Поділля : монографія / Р. Б. Семащук, А. А. Кирильчук. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. – 164 с. – Серія "Ґрунти України".

ISBN 978–966–613–737–4 (Серія)

ISBN 978–xxx–xxx–xxx–x

Висвітлено історію, проблематику та теоретико-методологічні основи досліджень ґрунтів, що перебувають на ініціальній стадії розвитку. Розглянуто специфіку ґрунтотворення на продуктах елювіогенезу щільних карбонатних порід. Проаналізовано валовий хімічний склад і термодинамічні та енергетичні показники досліджуваних об'єктів.

Розширені та доповнені теоретичні, а також методичні засади дослідження ініціального ґрунтотворення і рендзинних ґрунтів у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах на рівні урочища.

Для фахівців у галузі ґрунтознавства, географії ґрунтів, сільського господарства, охорони природи, земельного кадастру, наукових працівників, аспірантів і студентів відповідних спеціальностей.

УДК 631.445.8:631.417.2(477.53)

ISBN 978–966–613–737–4
(Серія)
ISBN 978–xxx–xxx–xxx–x

© Семащук Р., Кирильчук А., 2018
© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2018

ЗМІСТ

ВСТУП 5

РОЗДІЛ 1. СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ ІНІЦІАЛЬНОГО ҐРУНТОТВОРЕННЯ..... 9

Висновки до розділу 1..... 21

РОЗДІЛ 2. ЧИННИКИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ 22

2.1. Геологічна будова 25

2.2. Геоморфологічні особливості..... 29

2.3. Гідрогеологічні умови..... 31

2.4. Клімат..... 33

2.5. Рослинність..... 36

2.6. Ґрунтовий покрив..... 38

Висновки до розділу 2..... 41

РОЗДІЛ 3. МЕТОДОЛОГІЯ І МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ..... 42

3.1. Методологічні засади..... 42

3.2. Методика лабораторного модельного досліду..... 46

3.3. Вибір і характеристика модальних ділянок..... 48

Висновки до розділу 3..... 52

РОЗДІЛ 4. ТЕРМОДИНАМІЧНА ТА ЕНЕРГЕТИЧНА ОЦІНКА ПОТЕНЦІАЛУ ҐРУНТОТВОРЕННЯ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН..... 53

4.1. Сучасні концепції оцінки потенціалу ґрунтотворення..... 53

4.2. Термодинамічні та енергетичні характеристики ініціальних рендзин..... 58

4.3. Енергетика гумусу ініціальних рендзин..... 62

Висновки до розділу 4..... 66

РОЗДІЛ 5. ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН І ПРОЦЕСИ ЙОГО ТРАНСФОРМАЦІЇ..... 67
5.1. Особливості валового хімічного складу 67
5.2. Оцінка процесів трансформації валового хімічного складу..... 73
Висновки до розділу 5..... 80
РОЗДІЛ 6. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ І ВЛАСТИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН..... 81
6.1. Карбонатність і процеси знекарбоначування..... 81
6.2. Процеси формування реакції ґрунтового розчину. Кислотно-основні властивості 91
6.3. Гумусовий стан..... 105
Висновки до розділу 6..... 127
РОЗДІЛ 7. МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН..... 129
Висновки до розділу 7..... 144
ВИСНОВКИ..... 145
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ..... 148
ДОДАТКИ..... 161

Вступ

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 ґрунтотворення, 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 ґрунтотворення дає змогу відкрити багато закономірностей ґрунтогенезу загалом і, насамперед, закономірності взаємодії біологічного та геологічного кругообігу речовин, процесів розкладу і синтезу, акумуляції та виносу, балансу й енергетики ґрунтотворення. Питання ініціального ґрунтотворення та початкових стадій формування ґрунтів упродовж тривалого періоду вивчали, здебільшого, на некарбонатних породах. Щодо цього накопичено значний фактичний матеріал, котрий висвітлено у наукових працях С. А. Захарова, В. А. Ковди і Б. Г. Розанова, І. М. Гоголєва, Г. О. Анд-

рущенка, 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 ґрунтотворення на продуктах елювіогенезу щільних карбонатних порід, зокрема, дослідження характеру прояву та напряму розвитку елементарних ґрунтотворних 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, проте недостатньо вивченою.

Актуальність визначеної проблеми, її теоретичного і практичного значення, дала змогу чітко виокремити об'єкт, предмет, мету, завдання та методику виконаних досліджень.

Мета роботи полягала у дослідженні динаміки ініціального ґрунтотворення на продуктах елювіогенезу щільних карбонатних порід та особливості формування морфогенетичних властивостей рендзинних ґрунтів Західного Поділля у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах.

Автори ставили перед собою такі завдання: вивчення чинників ґрунтотворення і встановлення їхнього впливу на формування рендзинних ґрунтів Західно-Подільської височинної області; аналіз сучасних проблем вивчення динаміки процесу ініціального ґрунтотворення, зокрема, сукупної дії процесів небіологічної природи та домінуючих елементарних ґрунтотворних процесів на початкових стадіях формування ініціальних ґрунтів; дослідження впливу різних літолого-геоморфогенно-фітоценотичних умов на динаміку початкових стадій ініціального ґрунтотворення та морфогенетичні особливості рендзинних ґрунтів Західного

Поділля; оцінка термодинамічних та енергетичних характеристик незміненої ґрунтотворної породи, елювіальної кори вивітрювання та рендзинних ґрунтів, що утворилися у різних природно-антропогенних умовах Західного Поділля; встановлення характеру прояву і напряму розвитку переважаючих елементарних ґрунтотворних 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; вивчення особливостей валового хімічного складу та характеру його трансформації у профілі рендзинних ґрунтів; встановлення особливостей формування морфологічної будови генетичного профілю досліджуваних ґрунтів залежно від характеру і напряму розвитку профілеформуючих процесів у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах.

Систематизовані й узагальнені матеріали виконаних досліджень можна використати для вирішення генетичних (онтогенетичних), географічних і класифікаційних проблем у межах Західного Поділля. Одержані результати сприятимуть вдосконаленню класифікації та діагностики рендзин, методики ґрунтово-географічного районування та оптимізації лісо- та сільськогосподарського використання цих ґрунтів.

Автори висловлюють щиру подяку: завідувачу кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів, доктору географічних наук, професору, заслуженому професору Львівського університету С. П. Позняку, кандидату географічних наук, доценту Г. С. Іванюк, кандидату географічних наук, доценту Б. В. Сенчині та всьому колективу кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів за цінні поради та вказівки; Є. В. Болюх, У. І. Городиській за сприяння та до-

помогу при проведенні лабораторно-аналітичних досліджень.

Автори щиро вдячні рецензентам – доктору географічних наук, професору В. І. Михайлюку, кандидату географічних наук, доценту О. М. Підкові.

Розділ 1

СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ ІНІЦІАЛЬНОГО ҐРУНТОТВОРЕННЯ

Аналізуючи та систематизуючи відомі літературні джерела, автори акцентують увагу на трьох напрямах досліджень у ґрунтознавстві, таких як дослідження елементарних ґрунтових процесів (механізм і функціонування), дослідження первинного ґрунтотворення та дослідження ґрунтів, що формуються на карбонатних породах. Адже опрацювання таких джерел і синтез зібраних даних з власними даними допоможуть відшукатити ключ до розуміння первинного ґрунтотворення на щільних карбонатних породах та встановлення причинно-наслідкового зв'язку властивостей ініціальних рендзин, чинників ґрунтотворення та елементарних ґрунтових процесів.

Вперше поняття ґрунтотворного процесу найчіткіше сформулював С. С. Неуструєв у праці "Елементи географії ґрунтів" (1928). Вчений зазначав: "В різних умовах ґрунтотворний 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 ґрунтотворення; 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 розвинув С. А. Захаров.

Власне С. А. Захаров 1927 року виокремив чотири рівні процесів: 1) елементарні фізичні, хімічні та біологічні процеси;

2) елементарні ґрунтотворні 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 ґрунтотворення, котрі формують 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 [173]. Як стверджує А. А. Роде, зазначені процеси є універсальними для усіх ґрунтів, а їхня сукупність відображає суть ґрунтотворного процесу.

У праці "Элементарные почвообразовательные процессы", Н. А. Караваєва відзначає, що елементарні ґрунтотворні 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 зазначених процесів, а на те, що вони є простими елементами загального процесу, типового процесу.

Схожу думку висловлює і О. М. Самойлова (1991): "Елементарний ґрунтотворний процес – це специфічний ґрунтовий процес найнижчого рівня, нижче якого ґрунтова специфіка втрачається та відкриваються фізичні, хімічні, біологічні та інші неспецифічні процеси" [178].

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

Водночас В. О. Таргульян зазначає, що елементарний ґрунтотворний процес є основою сучасних уявлень про суть ієрархії механізмів ґрунтотворення. Ця концепція, як наголошує автор, дає змогу дешифрувати статику ґрунтового профілю і надавати процесну інтерпретацію фактам щодо чинників ґрунтотворення і властивості ґрунтів.

Отже, беручи до уваги викладене вище, доходимо висновку, що для вивчення первинного ґрунтотворення недостатньо констатації фактів щодо властивостей ініціальних ґрунтів та чинників ґрунтотворення. Необхідним вважаємо заглиблення на рівень процесів, відштовхуючись від їхніх властивостей.

Первинне ґрунтотворення цікавило ґрунтознавців із самого початку зародження науки про ґрунт. Інтерес до первинних ґрунтів не послабився протягом всієї історії ґрунтознавства. Великі площі малопотужних ґрунтів на нашій планеті спровокували уявлення про первинне ґрунтотворення як про особливу форму ґрунтотворного процесу [117].

У праці "Почвоведение" В. А. Ковда та Б. Г. Розанов подають чітке визначення поняття процесу ґрунтотворення: "Ґрунтотворний процес або ж ґрунтотворення – складний процес формування ґрунтів з гірських порід, їх розвиток, функціонування та еволюція під впливом комплексу чинників ґрунтотворення в природних чи антропогенних екосистемах", зазначаючи водночас, що первинний ґрунтотворний процес співпадає з вивітрюванням, тобто профіль первинного ґрунту накладається на профіль кори вивітрювання гірської породи.

Хоча зазначені процеси відбуваються одночасно, важливим є їхнє розділення, адже за своєю суттю і в кінцевому результаті вивітрювання гірської породи і ґрунтотворення – принципово різні процеси. Якщо елювіальна кора – це результат руйнування гірської породи, то ґрунт – результат утворення біокосного тіла.

Загалом процес ґрунтотворення не є однорідним, кожен ґрунт проходить певні стадії свого розитку.

Загальну схему ґрунтотворення описали детально В. А. Ковда та Б. Г. Розанов. Вчені виокремили такі стадії ґрунтотворення: первинне ґрунтотворення, розвиток ґрунту, стан клімаксу (рівноваги), еволюція ґрунту, стан клімаксу, нова еволюція ґрунту.

Зазначимо, що А. А. Кирильчук у своїй дисертаційній роботі подає уточнену схему стадій ґрунтотворення: початкову стадію пропонує називати ініціальною, стадію розвитку – перфектною стадією, стадію клімаксу – перманентною стадією, виокремлюючи еволюційну стадію.

Описуючи початкову стадію формування ґрунту, дослідники зазначають, що ця стадія доволі тривала, адже властивості, характерні для зрілих ґрунтів, не сформовані повною мірою: ґрунтотворення охоплює верхній шар елювіальної кори звітрювання, отож профіль ініціального ґрунту виражений слабо, виділяються горизонти *НР+Р*, нагромадження елементів живлення рослин доволі повільне, обмін речовин та енергії незначний. Початок ґрунтотворення відбувається одночасно з початком функціонування фітоценозів, за комплексного впливу чинників ґрунтотворення [124].

Як зазначають О. А. Роде та І. П. Герасимов, на початковій стадії ґрунтотворення 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.

За ініціального ґрунтотворення ці процеси можуть відбуватися автономно. Якщо ж мікропроцеси починають синхронізовуватись і взаємодіяти, тоді це породжує процеси вищого рівня, а саме – ознакоформуючі процеси. Це можна вважати свідченням того, що ґрунт переходить у перфектну стадію розвитку.

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

Першим мешканцям необхідно 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 доволі низькою вологоємністю. В екстремальних екологічних умовах першими мешканцями є різні автотрофні мікроорганізми, здатні утворювати біомасу шляхом хемо- і фотосинтезу. Біомаса бактерій цієї стадії ґрунтотворення багата елементами живлення, вона має високу зольність (7–10 %). Водночас В. А. Ковда (1973) висвітлює такі 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 у породі, що зумовлює поступове їхнє накопичення у поверхневій плівці. Здатність багатьох мікроорганізмів руйнувати мінерали неодноразово ілюстрували досліди Н. П. Ремезова, Н. Н. Сушкіна, Л. Є. Новоросова [124].

Як наслідок, під впливом мікроорганізмів утворюється незначна кількість дрібнозему – органо-мінерального мікробного пилу, котрий ще не є ґрунтом, однак є субстратом для поселення вимогливіших до умов середовища організмів. У дрібноземі з'являються аморфні форми кремнезему, гідроокиси заліза, вторинні глинисті мінерали типу монтморилоніту, бейделіту [72].

Лишайники – це симбіонти, які беруть участь у симбіозі (зелених чи синьо-зелених водоростей і грибів).

Серед лишайників першими поселенцями є ендолітичні лишайники, котрі живуть в середині субстрату. Епілептичні лишайники живуть на поверхні субстрату, серед них послідовно змінюють одне одного накипні, листуваті і кущасті.

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

Лишайники мають сильний руйнівний вплив на первинні мінерали і всю породу. Значною мірою руйнуються рогові обманки, плагіоклази, менше – польовий шпат і апатит; цілковито руйнується біотит, мусковіт, хлорит.

Дрібнозем, утворений під впливом лишайників, накопичується у тріщинах гірської породи (2–3 см).

У результаті життєдіяльності і відмирання лишайників у 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, а також накопиченням алюмінію, заліза, магнію. Накопичення зазначених елементів зумовлює синтез глинистих мінералів.

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

Первинний ґрунтовий дрібнозем, покритий лишайниками, формується під взаємною дією бактерій, лишайників і грибів. Ця стадія ґрунтотворення відіграє підготовчу роль в історії ґрунтового покриву суші.

Мохи з'являються на гірських породах після формування відповідного шару дрібнозему в процесі ґрунтотворення під покривом лишайників. Разом з мохами у процесі ґрунтотворення беруть участь лишайники, грибні мікроорганізми та бактеріальна флора. Під покривом мохів добре розвивається сформована мохова дернина потужністю до 10–20 см.

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

Загальна зольність мохів сягає 6–12 %. Під час порівняння золи мохової дернини і дрібнозему І. А. Асінг та Є. І. Парфєнова виявили, що мохи найінтенсивніше акумулюють сірку, кальцій і калій; друге місце займають фосфор і магній, а третє – натрій, кремнезем та алюміній. За мінералізації мохів відбувається винесення кальцію, калію, натрію та остаточне накопичення алюмінію, кремнезему, заліза і магнію [125].

Переважання у складі мікрофлори мохового дрібнозему бактерій зумовлює переважаюче формування у гумусі гумінових кислот. Вміст перегною у моховому дрібноземі сягає 10–40 %.

Мохи формують щільну, ледь оторфовану "дернину", котра скріплює верхню частину гумусованого горизонту. Під цим покровом, що складається з живих і відмерлих рослин, а також темного відтінку дрібноземом залягає малопотужний (5–10 см) шар ґрунтового дрібнозему, котрий містить невеликі уламки вихідної гірської породи і значну кількість органічних залишків. Інколи такий примітивний ґрунт відзначається доволі інтенсивним темним або бурим кольором.

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

Водночас з мохами дрібноземисту мохову дернину починають заселяти трав'янисті і деревні рослини [124].

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

Сьогодні на суші найпоширеніша первинна і вторинна трав'яниста рослинність і зв'язаний з нею дерновий процес ґрунтотворення.

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

Незважаючи на постійні процеси мінералізації під покривом трав'янистої рослинності, в ґрунті накопичується доволі велика кількість органічної речовини: живої, відмерлої, гуміфікованої. В результаті за декілька століть відбувається динамічне врівноваження між приходом і витратою запасів і форм органічних сполук і поживних речовин.

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

Ступінь розгалуження кореневих систем у трав'янистих рослин доволі великий. Загальна довжина корінців у них становить: за одиночного стояння – 70–80 км, за суцільного покриву 850–960 км.

Вміст азоту і зольних елементів у тканинах трав'янистої рослинності становить в середньому 5–7 %. Отже, трав'яниста рослинність втримує у своєму складі і біологічному кругообігу мільярди тонн мінеральних речовин. Частина цієї маси мінеральних речовин постійно рухається між ґрунтовими горизонтами і трав'янистою рослинністю.

Трав'яниста рослинність унаслідок відмирання і мінералізації повертає в ґрунт всю масу мінеральних речовин, котру спожила за період вегетації.

Відповідно, розмір біологічного кругообігу мінеральних речовин і їх компонентів під трав'янистою рослинністю є докорінно іншим, аніж під деревним покривом [125].

Утворюється ґрунт всюди, де суша взаємодіє з атмосферою і де поселяються рослини. Отже, ґрунт є специфічною оболонкою Землі, що перекриває кору вивітрювання, літосферу. Цю оболонку називають педосферою, вона слугує фундаментом біосфери. Педосфера не однорідна, а відображає різні впливи чинників ґрунтотворення. 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 надвітряні гумідні і підвітряні гумідні ландшафти, що впливає на залежність ґрунтового покриву від експозиції схилів. Усі чинники, що впливають на рослинний покрив, безперечно, впливають і на ґрунт, змінюючи їх властивості. Ступінь зміни ґрунту під впливом чинників ґрунтотворення визначається їхньою рефлекторністю (здатність відображати вплив певного чинника) і сенсорністю (чутливість до цього впливу) [124].

Питання первинного ґрунтотворення і початкових стадій формування первинних ґрунтів висвітлено у багатьох наукових працях (І. П. Герасимов, М. А. Глазовська (1960); А. А. Роде (1971); В. М. Фрідланд (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 зазначимо, що кількість наукових публікацій, присвячених проблемі первинного ґрунтотворення на елювії-делювії щільних карбонатних порід та вивченню особливостей формування морфогенетичних властивостей слаборозвинутих ґрунтів під впливом деревних, трав'янистих та сільськогосподарських рослинних формацій, є недостатньою [2; 66; 72; 172].

У праці "Русский чернозём" В. В. Докучаєв описав випадок формування ґрунту на руїнах Староладозької фортеці, складеної з валунів кристалічних порід зі значними домішками силурійських вапнякових плит, зв'язаних грубим вапняковим цементом. Автор зазначив, що цей ґрунт сформувався протягом 760 років на силурійських вапнякових плитах і вапняковому цементі, має бурувато-сірий гумусово-акумулятивний горизонт потужністю 11–13 см [90].

Опис розвитку ґрунту на крейдяному мергелі за Малевським (1877) такий: під час вивітрювання мергель спочатку розпадається на дрібні шматочки, що супроводжується вилуговуванням вапна. Поступово мергель перетворюється на землисту масу, яка в разі накопичення в ній "зотлілих органічних залишків" отримує темний, майже чорний колір [76].

Характеризуючи властивості утвореного ґрунту, Малевський зачислює його до родючих, однак важких для обробітку – такий ґрунт відрізняється високою вологоємністю (може утримувати до 62 % води від своєї ваги), а за висихання утворює щільні брили [76].

Ґрунти, утворені на щільних вапняках і мергелях у Казанській, Сибірській і Пермській губерніях, описував Р. Ризположенський. Ці ґрунти він виокремив в особливу групу – "мергелистих-вапняних ґрунтів".

Уперше питання щодо рендзин, як окремий ґрунтовий тип, було поставлене проф. Н. М. Сибірцевим: 1896 р. він зазначив, що найбільшим поширенням у Привіслянському краї характеризується група дерново-підзолистих грунтів. 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" (1903) Н. А. Дімо наводить опис ґрунтів, що розвинулися на виходах крейди в Саратовській губернії. Ці ґрунти місцеве населення називало – "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".

Як зазначав І. М. Гоголєв, основною рисою для праць, присвячених дослідженню перегнійно-карбонатних ґрунтів або рендзин, є недооцінка, а в багатьох випадках – цілковите 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 щодо цього є публікація Є. В. Абакумова і А. Н. Шелеміної (2000), присвячена вивченню ґрунтотворення на давніх пам'ятках культури. Зазначимо, що вивченням ґрунтотворення на давніх пам'ятках культури займались ще у часи В. В. Докучаєва: такі об'єкти давали змогу фіксувати процеси, котрі проходять у ґрунті за певний період часу, з відносно точним датуванням початку ґрунтотворення [3].

Дослідження засвідчили, що на стінах Копорської фортеці, котрі складені місцевими ордовицькими вапняками, за триста років сформувались рендзини на елювії вапняку потужністю близько 26 см. Профіль ґрунтів складається з таких горизонтів: *Hd*, *H*, *HP*. Усі горизонти відзначаються високою щебенюватістю. Молоді ґрунти вирізняються нейтральною і слаболужною реакціями середовища, високим вмістом CO_2 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 праці "Первинні ґрунти в природних та антропогенних екосистемах" Є. В. Абакумов значно розширив уявлення про первинні ґрунти та первинне ґрунтотворення. Зокрема, вчений зазначив, що головними 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. Під час первинного ґрунтотворення 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). Доволі важливим є висновок дослідника, котрий акцентує увагу на тому, що первинні ґрунти можна розглядати в двох онтологічних варіантах: "істинні" первинні ґрунти (завжди зали-

шаються на початковій стадії розвитку та не розвиваються) і "удавані" первинні ґрунти – ґрунти, що формуються під час екогенетичних сукцесій і надалі розвиваються в ембріозем [2].

Заслуговує на увагу також публікація Н. П. Чижикової та І. О. Верховець (2002), у якій висвітлено результати вивчення процесів ґрунтотворення та охарактеризовано морфогенетичні властивості слаборозвинутих ґрунтів, які сформувалися за 33-річний період на покривному суглинку під впливом функціонування деревних, трав'янистих та сільськогосподарських рослинних формацій, в умовах модельного експерименту. Зокрема, авторами з'ясовано, що під кожним типом рослинних угруповань формуються профілі тонкодисперсної речовини слаборозвинених ґрунтів, що засвідчують різноспрямованість процесів ґрунтотворення: 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 ґрунтотворення на поверхні териконів вугільних шахт Донбасу в природних умовах під впливом різних рослинних формацій. Учений зазначає, що природні процеси первинного ґрунтотворення на поверхні териконів вугільних шахт протікають надто повільно, хоча їх можна істотно прискорити 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 ґрунтотворення внаслідок перехоплення вологи, що надходить з атмосфери [117].

У праці "Ґрунтотворення в модельних екосистемах ґрунтових лізиметрів" Д. В. Савєльєв стверджує, що за тридцятирічний період в лізиметрах сформувалися малопотужні ґрунти, морфологічно диференційовані на горизонти підстилки та мінеральні гумусоакумулятивні горизонти. Водночас автор зазначає, що морфологічна будова ґрунтів залежить від типу фітоценозу, під яким відбувається ґрунтотворення.

Цікавими є дослідження початкових стадій ґрунтотворення в техногенних екосистемах Уралу, виконані Г. І. Махоніною. Підсумовуючи результати своїх досліджень, авторка 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 поступово формується ґрунтовий покрив, особливості якого визначаються видовим складом рослин, мозаїчністю їхнього розподілу, віком, стадією розвитку фітоценозів. Як у непорушених ґрунтах, на стан їхнього ґрунтового покриву впливають рельєф, склад гірських порід, час ґрунтотворення. Загалом напрям первинного ґрунтотворення на відвалах відповідає зональним закономірностям. Початкові стадії постлітогенного формування зрілих зональних непорушених ґрунтів аналогічні тим, які проходять за первинного ґрунтотворення на відповідних породах [143].

У результаті первинного ґрунтотворення на гірських породах формуються “ембріональні” ґрунти, “ґрунти-плівки” потужністю від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. Часто вони виглядають лише як фрагментарний ґрунтовий покрив серед місць виходу гірських порід. Ці специфічні природні формування не відіграють суттєвої ролі у загальних біосферних процесах, отож їх не розглядають у категорії продуктивних земельних ресурсів. Однак вони потребують вивчення, адже є початковим етапом ґрунтотворення на земній поверхні. Цілком ймовірно, що у процесі вивчення сучасного ґрунтотворення під літофільними організмами на щільних породах можна деякою мірою підійти до вивчення древнього ґрунтотворення на суші Землі, коли тільки починалось її освоєння автотрофними організмами.

Вивчення первинного ґрунтотворення дає змогу відкрити багато закономірностей ґрунтотворення загалом, зокрема, закономірності взаємодії біологічного і геологічного кругообігу речовин, процесів розкладу і синтезу, процесів акумуляції та виносу, балансу ґрунтотворення [124].

Висновки до розділу 1

1. Упродовж усієї історії ґрунтознавчої науки накопичено значну кількість матеріалів та даних, що стосуються вивчення ініціального процесу ґрунтотворення та ініціальних ґрунтів. Водночас проблема початкового ґрунтотворення на продуктах елювіогенезу щільних карбонатних порід, зокрема, дослідження характеру прояву та напряму розвитку елементарних ґрунтотворних процесів (або профілеформуючих процесів), а також формування морфогенетичних властивостей ініціальних ґрунтів під природними і природно-антропогенними рослинними асоціаціями у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах є недостатньо вивченою та актуальною.

2. На сучасному етапі розвитку науки про ґрунт вирішальне значення у формуванні специфічних властивостей ґрунтів мають індивідуальні явища або ж мікропроцеси. Отож сутність ґрунтотворного процесу потрібно розглядати як комплекс елементарних ґрунтових процесів.

3. Головними процесами в ініціальних ґрунтах є процеси акумуляції та трансформації органічної речовини.

4. Ініціальні ґрунти можна розглядати у двох онтологічних варіантах: “істинні” та “удавані”.

Розділ 2

ЧИННИКИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ

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

Загалом у межах Західно-Подільської височинної області виокремлюють 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 висоти. 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 напрямі до Кременця смугою завширшки 20–30 км. У своїй основі складені крейдяними мергелями (їхня поверхня піднята до 380–400 м), вершини горбів перекриті пісковиками, міоценовими пісками та третинними вапняками [142].

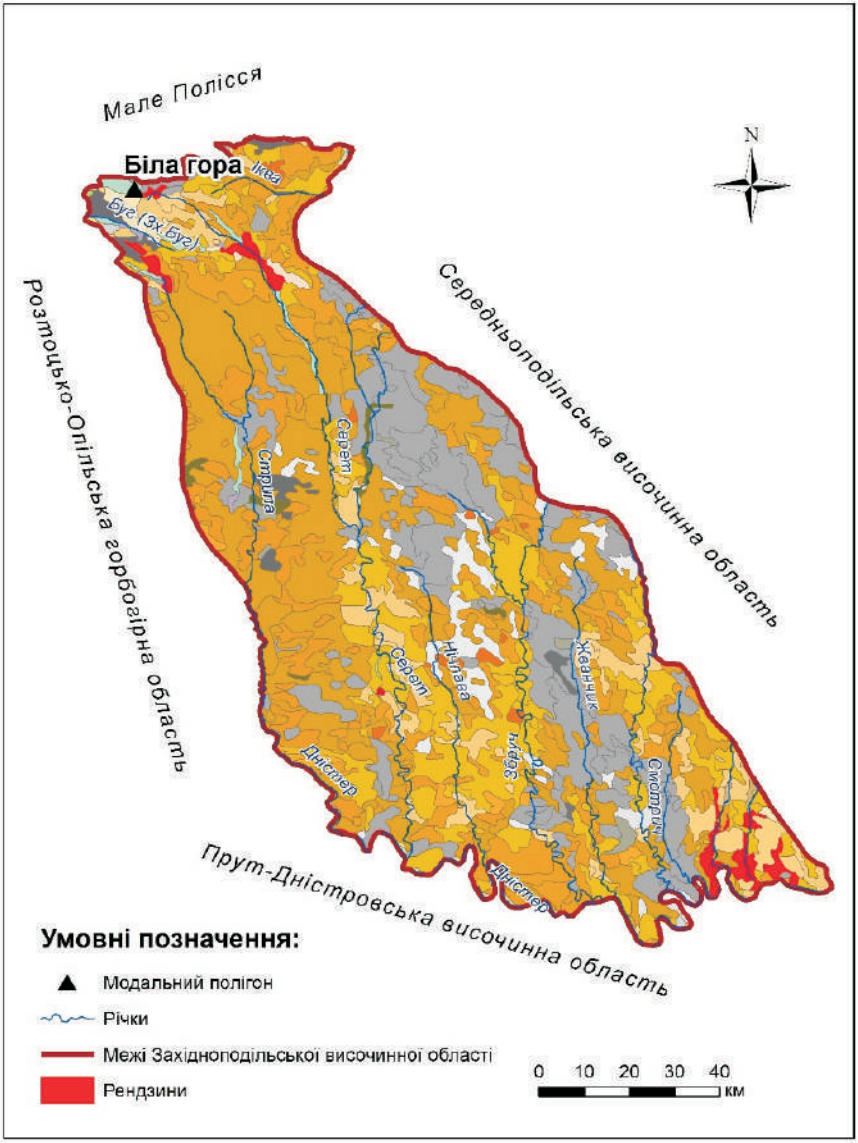


Рис. 2.1. Карта-схема просторової локалізації модального полігону у межах Західного Поділля
(*складена на основі карти ґрунтів Західного регіону України, 2010*)

ЛЕГЕНДА

2	–	Дерново-слабо- і середньопідзолисті 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 вилугувані
72	–	Чорноземи на щільних глинах
78	–	Чорноземи карбонатні на елювії карбонатних порід
95	–	Лучно-чорноземні ґрунти
96	–	Лучно-чорноземні карбонатні ґрунти
97	–	Лучно-чорноземні вилугувані і опідзолені ґрунти
111	–	Чорноземно-лучні ґрунти
116	–	Чорноземно-лучні вилугувані 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 слабозадерновані 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

На заході Вороняки межують з Гологірським пасмом (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–Підлисся–Олесько–Підгірці–Ясенів–Суходоли [62]. Зазначимо, що північна межа Вороняків збігається з північною межею поширення бука [166].

Південна межа Вороняківського пасма у рельєфі виражена не надто чітко, простягається від Плугова на Поморяни–Зборів–Заложці–Новий Олексинець. Інколи південну межу Вороняків проводять значно північніше, ніж зазначені пункти (від с. Плугів на Дерев'янки, далі – долиною 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 лесоподібними 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 – елювіально-делювіальна кора вивітрювання цих порід. Це осадові породи змішаного глинисто-карбонатного складу, вміст глинистого матеріалу в яких коливається від 10 до 30 %, кальциту – 35–90 %. Отож, материнською на території досліджень є елювіальна кора вивітрювання відкладів верхнього відділу крейдової системи, яка представлена крейдяними мергелями [76; 166].

Варто зазначити, що Вороняківський природний район є районом давнього сільськогосподарського освоєння. Значну частину цього району займають природоохоронні території.

2.1. Геологічна будова

Згідно з тектонічним районуванням території України Вороняківське 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 ними припадає на височини Гологірського пасма Вороняків та Кременецьких гір. У геологічній будові території досліджень беруть участь осадові породи верхнього протерозою, палеозою, мезозою та 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 у працях В. Г. Бондарчука (1947; 1959; 1963), П. К. Заморія (1961), Є. М. Лазька (1975), А. Б. Богуцького (1963; 1966) [22] та ін.

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 лежать відклади, представлені морськими та лагунно-морськими відкладами середнього та верхнього міоцену, що 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. Їхня потужність сягає до 500 м [61].

Крейдова система представлена сеноманським, туронським, коньякським, сантонським і сенонським ярусами. Починаючи з сантонського віку, море поступово звільняє територію Волино-Поділля, отож породи сантону мають дуже незначне поширення (мергелі, мергелисті пісковики, глиниста крей-

да) і відслонюються на схилах Вороняків. Крейдова поверхня сильно розчленована, складається з банеподібних горбів, розділених долиноподібними зниженнями.

Відклади палеогену мають незначне поширення. У них переважають зелені кварцово-глауконітові піски, зрідка – 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, вони доволі 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 давніх породах (крейді, мергелях, вапняках, пісковиках тощо). За ґенезисом лесоподібні породи належать до елювіально-делювіальних, делювіальних пролювіальних типів [99; 167].

Найпоширенішими породами, що виходять на денну поверхню, є верхньокрейдяні мергелі сірувато-білого кольору – "опоки" [69].

У місцях, де корінні крейдяно-мергелеві породи виходять на денну поверхню, утворився доволі поширений на території досліджень тип поверхневих відкладів, який слугує елювіально-делювіальною корою 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 тощо. [114].

Переважаючою материнською породою на території досліджень є елювіальна кора вивітрювання відкладів верхнього відділу крейдової системи, яка представлена крейдяними мер-

гелями. 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 землистою та пелітовою структурою. Порода складається із тонкодисперсного карбонату і пелітових глинистих частинок. Серед маси породи зрідка трапляються сферичної форми вкраплення кальциту. Кварц у породі не виявлений [76].

Мінералогічний склад продуктів елювіогенезу 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. Гоголєвим, продукти вивітрювання крейдяного мергелю характеризуються мулувато-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, засвідчує про високу вологоємність цих порід, що виражається у їхній властивості швидко вбирати воду та втрачати вихідну щільність і твердість [75].

Аналіз літературних джерел засвідчує, що крейдяні мергелі мають доволі значну щільність будови – в середньому 1,5–2,8 г/см^3 (щільність твердої фази становить 2,70 г/см^3), відносно низьку шпаруватість, яка коливається в широких межах – від 35 до 5 % [167].

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

Тріщинуватість крейдяних мергелів і значна їхня вологоємність зумовлюють несприятливий водний режим ґрунтів, які на них утворилися. Здебільшого поверхневі води, що просочуються через ґрунтові горизонти, доволі швидко провалюються тріщинами породи, поповнюючи підземні води, отож безповоротно втрачаються для рослин [114].

Така ситуація зумовила формування відносно малопотужного профілю цих ґрунтів, наявність на поверхні і в профілі ґрунтів значної кількості уламків продуктів елювіогенезу крейдяного мергелю, нестійкий водний режим та формування відносно несприятливих фізичних і фізико-хімічних їхніх властивостей [111].

2.2. Геоморфологічні особливості

Рельєф серед низки чинників ґрунтотворення займає особливе місце. Він не є матеріальним донором речовини, а виконує роль ретранслятора, що перерозподіляє речовини та енергію відповідно до форм рельєфу. Рельєф – це геометрична поверхня, відповідно до характеристик якої відбувається розподіл продуктів вивітрювання і ґрунтотворення 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. Цися (1951; 1955; 1962) [22; 166].

Генезис Вороняківського природного району суперечливий, адже існує кілька 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. Зазначимо, що 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", тоді як В. Тейсер та 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 280–400 м [62].

Здебільшого учені схиляються 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" післяміоценовий вододіл на південь. У такий спосіб Гологоро-Кременецький уступ зафіксував передтортонський вододіл. Сучасна форма пасма зумовлена денудаційними процесами, однак їхня локалізація у цій смузі пов'язана з тектонічними причинами [166].

Крутий високий уступ Подільської височини є водночас 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 – належать до Західно-Подільської височинної області) простягаються на схід від Золочівської улоговини. Це структурно-денудаційна сильно розчленована височина з абсолютними висотами 350–400 м. Зберігаючи загальні риси рельєфу Гологірського пасма, Вороняки мають деякі суттєві відмінності. По-перше, тут дещо менші абсолютні висоти. По-друге, північний край Вороняків значно більше розчленований глибокими "затоками". До таких пони-

жень належать: Колтівська улоговина, де бере початок р. Західний Буг; Пеняківська прохідна долина, якою тече р. Луг басейну Дністра; Пониквянська долина з витоками р. Стир. Улоговини розділяють Вороняки на низку масивів: Зозулівський, Олеський, Ясенівський, Боратинський [166].

Уздовж південно-західної та північно-західної межі кряжа розташовані останцеві гори – плосковерхі вершини обмежені прямими або східчастими крутими схилами [62].

Загалом Західне Поділля вирізняється густою гідрографічною мережею. Крім річок і потоків, тут поширені численні глибокі балки, які розчленовують височину в усіх напрямах. 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 не надто поширені. Місцями між підземними водами різних водоносних горизонтів існує 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 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 напрямах доволі 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 напрям руху підземних вод – від вододілів до долин рік Західний Буг, Горинь [167].

Водозабезпеченість сенон-туронських відкладів доволі різноманітна. Питомі дебіти свердловин і джерел змінюються від тисячних часток до 3,6 л/с. Найбільше 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. Їхня 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 каліцієво-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, представлені різними генетичними типами: алювіальними, делювіальними, болотними [70].

Водовмісні делювіальні суглинки з лінзами дрібнозернистих пісків і супісків розвинуті на схилах балок. Вони практично безводні 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 ґрунтотворення.

2.4. Клімат

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

Вороняки одержують до 163,3 ккал/см^2 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: безхмарних днів протягом року лише 50, а похмурих, коли небо повністю вкрите хмарами – майже 150; решта 150 днів року відзначається змінною хмарністю [166].

Радіаційний баланс загалом за рік додатний і становить понад 40 ккал/см^2. 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 цій території притаман-

не 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 становить лише 4 м/с. На території найчастіше повторюються слабкі та помірні вітри, швидкість яких становить 0–5 м/с (70–90 % за рік). Вітер зі швидкістю 0–1 м/с найчастіше повторюється влітку, зі швидкістю 2–3 м/с однаково протягом року, а зі швидкістю 4–5 м/с – взимку. У холодну пору трапляються вітри зі швидкістю 6–10 м/с. Швидкості більші, ніж 10 м/с, спостерігають в області зрідка [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/см^2 тепла. На турбулентний теплообмін витрачається лише 9 ккал/см^2. Отже, значна 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 спостерігають у січні (-3,2 ...-4,7 ˚С). Річне коливання температур становить 23 ˚С [118] (табл. 2.1).

Перехід температури повітря вище 0 ˚С відбувається у першій декаді березня, зворотній перехід спостерігають у третій декаді листопада. З температурами вище 0 ˚С зафіксовано 262 днів. Заморозки починаються у першій половині жовтня, останні зафіксовано у другій половині 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 та короткопрофільні рендзини промерзають на всю потужність профілю.

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, ˚С												
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, ˚С												
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, ˚С												
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, ˚С												
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

Середня багаторічна сума опадів становить 572–705 мм. Найбільше опадів випадає у червні та липні – 85–106 мм та 88–106 мм, 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.

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 sylvatikca), дуб (Quercus robur), граб звичайний (Carpinus betulus)), гірські та степові. У складі флори трапляється багато ендемічних (шавлія кременецька (Salvia cremenensis), цибуля волинська (Allium volhynium), самосил передгірний (Teuctium praemontanum)) та реліктових (осока низька (Carex humilis), черевички зозулині (Cypripedium calceosum)) видів [156].

Гологоро-Вороняківський район порівняно менше розораний, 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 розміщенні лісів чітко виражена висотна закономірність: доволі 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)). Характерна риса цих лісів є наявність у їхньому флористичному складі карпатських гірських елементів (астрація велика (Astrantia major L.), аконіт молдавський (Aconitum moldavicum Hacq)). У 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. Переважають серед них справжні, здебільшого 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 субконтинентальних змішаних полідомінантних листяних лісів, теплолюбних чагарникових узлісь, різнотрав'я та бур'янів. Флористичне різноманіття лісових фітоценозів представлене щонайменше 237-ма видами вищих судинних рослин, що належать до 157-ми родів та 68-ми родин, з яких малопоширеними та малочисельними є цепопуляції 166-ти видів рослин, з-поміж них 7 занесено до Червоної книги України [56].

Вороняківське пасмо є оригінальним багатим на біорізноманіття природним коплексом Головного європейського вододілу. Північно-східне відгалуження кряжа 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 5 720,73 га, тобто охоплювали 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-географічного районування Західного регіону України, досліджувана територія лежить у межах Західно-Подільського краю з відкритими плямисто-деревовидно-ерозійними висотно-впорядкованими поєднаннями-варіаціями чорноземів опідзолених (реградованих) і типових глибинно-глеюватих пологохвилястої структурно-ерозійної рівнини, Лісостепової зони з односторонніми слабоконтрастними 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 крей-

дяних відкладів, які відіграють роль підстилаючих, так і ґрунтотворними породами, диференціація кліматичних та біологічних чинників зумовили формування строкатого ґрунтового покриву [114].

Ґрунти досліджуваної території утворилися внаслідок накладання двох процесів ґрунтотворення – 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 малогумусні. На неогенових піщаних та супіщаних породах сформувалися дерново-слабопідзолисті ґрунти. Невеликими масивами поширені лучно-чорноземні ґрунти, які найчастіше трапляються у понижених елементах рельєфу. До гігроморфних ґрунтів, поширених на території досліджень, належать лучно-болотні, болотні, торфово-болотні і низинні торфовища [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, приурочені до хвилястих вододілів і пологих схилів [51].

Незначні площі у межах Вороняківського природного району займають дерново-карбонатні ґрунти (рендзини), що утворилися на елювії-делювії крейдових відкладів, не перекритих 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	Площа у природному районі, %
Дерново-підзолисті	1,4
Ясно-сірі лісові у тім числі: еродовані	6,57 0,4
Сірі лісові у тім числі: еродовані	18,73 0,6
Темно-сірі опідзолені у тім числі: еродовані	24,3 2,4
Чорноземи опідзолені	8,17
Чорноземи неглибокі малогумусні у тім числі: карбонатні	3,98 2,4
Чорноземи глибокі малогумусні вилуговані	4,58
Чорноземи карбонатні	9,57
Дерново-карбонатні у тім числі: еродовані	7,97 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, здебільшого приурочені до вододілів і пологих схилів. Абсолютні висоти ареалів поширення 260–300 м [82].

Отже, ґрунтовий покрив Вороняцького природного району вирізняється 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 ґрунтотворення та рендзинних ґрунтів виконано в межах урочища Біла Гора, що належить до Західно-Подільської височинної області Західно-Українського краю.

2. У межах території дослідження ґрунтотворною породою є продукти елювіогенезу 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 представлена різними угрупованнями субконтинентальних 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-х роках XX століття І. П. Герасимов доповнив докучаєвську формулу і запропонував розглядати ґрунт у трьох вимірах: чинники → процеси → властивості.

На сучасному етапі розвитку генетичного ґрунтознавства неодокучаєвську тріаду вдосконалили і вона набула такого вигляду: чинники → процеси функціонування → елементарні ґрунтові процеси → властивості.

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

Як зазначає О. А. Роде, 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 однією особливістю вивчення первинних ґрунтів є широке застосування методів хронорядів та хронокатен. Описуючи цей метод, Генадієв відзначає, що він найкраще підходить для вивчення змін ґрунтів з плином часу, за порівняння просторових аналогів ґрунтів, що знаходяться на різних онтогенетичних стадіях. Головною умовою для проведення зазначеного методу є ґрунтотворення на однотипній ґрунтотворній породі, в однакових кліматичних, геоморфологічних та фітоценотичних умовах, проте за різні проміжки часу. Власне тому автори праці методи не застосовують, оскільки метою нашого дослідження є визначення особливостей первинного ґрунтотворення на однотипній ґрунтотвірній породі (елювій-делювій крейдяного мергелю) в різних фітоценотично-геоморфологічних умовах за однаковий проміжок часу (ґрунти, що перебувають на однаковій онтогенетичній стадії), що діаметрально протилежне до методу хронорядів.

Отож під час досліджень сучасного стану, властивостей та процесів ініціальних рендзин автори комплексно застосовували: порівняльно-географічний, профільно-генетичний, порівняльно-аналітичні та лабораторно-аналітичні методи. Під час проведення польових досліджень використовували експедиційний метод.

Одним із базових методів ґрунтознавства є порівняльно-географічний метод. У своїй праці О. А. Роде (1947), аналізуючи цей метод, зазначив, що він є корелятивним, тобто полягає у встановленні зв'язку існування конкретних типів ґрунтів, які володіють набором конкретних властивостей у конкретних географічних умовах, що дає право зробити припущення: 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). 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" [66].

Завданням порівняльно-географічного методу є не тільки пошук зв'язків між ґрунтами та чинниками ґрунтотворення, а й встановлення законів формування ґрунтових форм та ролі природніх чинників у їхньому утворенні [155].

Однак однозначної відповіді на питання ґенезису та причинно-наслідкових зав'язків чинників ґрунтотворення порівняльно-географічний метод не дає [174].

Як зазначає В. А. Ковда (1973), головним методом ґрунтознавства, характерним лише для нього, є порівняльно-морфолого-генетичний, або ж профільний метод. Суть методу полягає у вивченні ґрунту за сукупністю генетичних горизонтів і всієї потужності ґрунтового профілю. Автор акцентує увагу на тому, що профільний метод, незалежно від досліджуваних ґрунтових процесів, властивостей чи режимів, зобов'язує дослідника вивчати всі показники зверху донизу в кожному горизонті, включаючи і материнську породу [124].

Профільний метод застосовували автори при вивченні морфологічної будови ґрунтових профілів. Поетапно описували та вивчали особливості будови ініціальних рендзин, що формуються у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах. Ґрунтові розрізи на ключових ділянках закладали до глибини 45–65 см, відкриваючи не змінену ґрунтотворенням верхню частину уламково-блокової, щільної плити крейдяного мергелю.

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

Під час морфологічних досліджень у ґрунтових розрізах детально здійснювали морфометричні виміри (потужності генетичних горизонтів, розміру та форми включень материнської породи, глибини проникнення кореневих систем рослин у ґрунт, розміру коренів) та макроморфологічний опис генетичних горизонтів. Забарвлення визначали за допомогою шкали Мансела, тип та розподіл забарвлення – візуально. Індексацію генетичних горизонтів здійснювали за О. Н. Соколовським (1956) та "Руководством по описанию почв" (2012) [157].

Також широко застосовували 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.." [174]. Під час польових досліджень автори, окрім ґрунтових розрізів, заклали розріз кори елювіогенезу материнської породи з подальшим детальним морфологічним описом та пошаровим відбором зразків для лабораторно-аналітичних досліджень. На думку авторів, таке порівняння зможе красномовніше та яскравіше продемонструвати та відокремити ті зміни, що відбуваються з ґрунтотворною породою при ґрунтотворенні та звичайному вивітрюванні.

Для належного оформлення отриманих даних результати лабораторно-аналітичних досліджень обробляли та оформляли у пакеті програм Microsoft Office 2013.

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

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

- pH_{H_2O} потенціометрично, на потенціометрі pH-150 M (ДСТУ ISO 10390:2007);
- CO_2 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 – за Є. В. Арінушкіною (ДСТУ ISO 14869-2:2005).

3.2. Методика лабораторного модельного досліду

Окрім лабораторно-аналітичних досліджень, автори виконали лабораторний модельний дослід за власною методикою.

З метою з'ясування основних закономірностей вимивання карбонатів з крейдяного мергелю атмосферними опадами, залежно від значення їх pH, з 12.02.2012 до 24.02.2012 виконано лабораторний модельний дослід.

Щоб максимально наблизити лабораторний модельний дослід до природних умов, ми відібрали та проаналізували зразки атмосферних опадів, що випадають на території дослідження. Завдяки отриманим результатам вдалося визначити хімічні елементи та їхнє співвідношення у дощовій воді.

Спираючись на результати хімічного аналізу дощової води, ми зробили 4 варіанти розчинів, за хімічним складом близьких до природної дощової води, проте вони відрізнялись між собою значеннями pH: варіант I – 4,5, варіант II – 5,5, варіант III і IV – 6,5 і 7,5, відповідно (рис. 3.1).

Наступний крок – відбір зразків крейдяного мергелю. Нами відібрано 4 наважки приблизно однакового дисперсного складу та одну наважку грубоуламкового матеріалу масою 50 г (рис. 3.2; рис. 3.3).

Оскільки значення pH дощової води становить 5,5, то розчином варіанта II ми промивали дрібно- і грубодисперсну наважку (контрольний розчин).

Наважки перенесли у лійки Бюхнера, зафіксовані у круглодонних колбах, ємністю 500 мл.

Рис. 3.2. Уламки крейдяного мергелю різного ступеня дисперсності

Рис. 3.4. Загальна схема лабораторного модельного досліду

Рис. 3.1. Варіанти розчинів

Рис. 3.3. Грубий уламок крейдяного мергелю

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

Аби забезпечити рівномірне потрапляння розчину на наважку, зверху зразки накривали лійкою Бюхнера. Розчин подавали рівномірно, невеликими порціями (див. рис. 3.4).

Після промивання верхню лійку знімали. Профільтрований через наважку розчин збирали у круглодонній колбі, а з колби переливали його у хімічний стакан і визначали значення pH. Виміри здійснювали потенціометрично, на pH-метрі (pH-150 м), відразу після фільтрування і після 24 год відстоювання. Після вимірювань pH відстояний розчин переносили у фарфорову чашечку (масу чашечок заздалегідь визначили) і ставили у піч випаровуватись, після чого промивали знову.

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

Дані записували у щоденник, а потім сумували.

3.3. Вибір і характеристика модальних ділянок

Вибір модального полігону здійснено при опрацюванні карти ґрунтово-географічного районування Західного регіону України (С. П. Позняк, І. Я. Папіш, 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. 3.5.

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

Рис. 3.5. Схема розміщення модальних ділянок

У період з 2010 до 2014 року 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 крутості під природно-антропогенними рослинними формаціями, а також у місцях, де рослинний покрив відсутній.

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

Розрізи розміщували доволі близько (до 10 м) між собою на однотипній материнській породі (рис. 3.5).

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

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

Модальна ділянка № 3 (розріз 3БГ) розміщена у середній частині схилу південно-західної експозиції, крутість – 10–15°. Рослинність – сосна звичайна (вік ≈ 80 років). На поверхні ґрунту, у межах крони (r ≈ 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, крутість – 1–3°. Угіддя – переліг. Поверхня ґрунту задернована (проективне покриття трав'яного покриву до 30 %).

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

Модальна ділянка № 6 (розріз 6БГ) розташована у нижній третині схилу південної експозиції, крутість до 10°. Рослин-

ність – сосна звичайна (вік ≈ 80 років). На поверхні ґрунту у межах крони (r ≈ 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, крутість – 10–15°. Рослинність – багаторічні трави з домішкою моху. Поверхня ґрунту задернована.

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

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

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

З метою з'ясування мінливості значень pH у профілі ініціальної рендзини, в межах екотопу сосни, закладено траншею довжиною 3 м, та глибиною 30 см. Траншея розміщувалась під стовбуром сосни так, щоб охопити поверхню ґрунту під опадом хвої (відстань до 1 м від стовбура в лівий та правий бік) та поверхню без опаду (відстань 1,5 м). Зразки відбирали пошарово через кожні 5 см до глибини 30 см, на відстані 25, 50, 75, 100 та 150 см від стовбура сосни.

У відібраних зразках визначали значення pH на потенціометрі pH-150 М у трикратній повторності. Отримані дані статистично обробили та відобразили графічно.

Висновки до розділу 3

1. Новий напрям методології полягає у вивченні ініціальних рендзин через виявлення сутності ґрунтотворних процесів на початковій стадії розвитку.

2. Під час дослідження використано загальнонаукові і спеціальні методи. Із загальнонаукових застосовано методи аналізу, дедукції, системний, метод статистики. Для вивчення ініціального ґрунтотворення та рендзинних ґрунтів застосовано спеціальні наукові методи: порівняльно-географічний, еколого-генетичний, морфолого-генетичний (профільний) та широкий спектр лабораторно-аналітичних методів. Обробку та візуалізацію аналітичних даних здійснено за допомогою комп'ютерного моделювання з використанням Excel і картографічного сервісу Google Maps.

3. У процесі польових досліджень застосовано експедиційний метод вивчення ґрунтів: 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 ґрунтотворення

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

Автори С. П. Позняк та Є. Н. Красєха під час аналізу проблеми співвідношення чинників ґрунтотворення і ґрунту та поглядів на це у науковій літературі згрупували свої висновки так: 1. "При формуванні ґрунту усі чинники є рівнозначними, і ґрунт є їхньою функцією...". 2. "При рівнозначності клімату, біоти, рельєфу і ґрунтотворних порід такий чинник, як час, виділяють в особливу категорію...". 3. "Принцип рівнозначності чинників ґрунтотворення передбачає принцип незамінності, який підтверджує, що усі чинники не тільки рівнозначні, але й незмінні у формуванні ґрунтів...". 4. "...Вирішення функціональної залежності ґрунтів від чинників ґрунтотворення 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 ґрунтотворна порода. До групи чинників, які контролюють умови ґрунтотворення і просторову організацію педосфери, належать: а) рельєф як чинник-трансформатор ЕПС, що визначає топографію субстрату і геометрію структури ґрунтового покриву (СҐП); б) час, що контролює тривалість ґрунтотворення й умови просторової організації педосфери. 6. "Докучаєвські чинники ґрунтотворення 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].

Доволі розгорнуту концепцію оцінки потенціалу ґрунтотворення запропонували декілька авторів, зокрема, С. А. Шоба, М. І. Герасимова, В О. Таргульян, та ін. [187]. Вчені також запропонували два підходи до інтерпретації концепції ґрунтотворного потенціалу природніх чинників: інтегральний (ґрунтується на дослідженні сукупної дії всіх чинників) та диференційований (передбачає індивідуальний аналіз потенціалів ґрунтотворення окремих чинників) [6].

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

ПҐ клімату і біоти – flux-factor, потокові чинники, чинники – "агресори". Оцінюють їхню здатність змінювати конкретний ґрунтотворний 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].

ПҐ материнських порід або вихідного субстрату – site-factor, чинник- реципієнт, чинник-трансформатор, або потенціал трансформації, перетворення породи у ґрунт. Цей потенціал оцінюють за здатністю конкретної породи трансформуватися в нову речовину, нові структури (мінерали, педи) і/або акуму-

лювати в собі новоутворені у процесі педогенезу речовини і структури (гумус, фітоліти, копроліти тощо) [165].

ПҐ рельєфу – site-factor, чинник-реципієнт – перерозподілювач потоків вологи і розчинів. Оцінюють їхню здатність 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 ґрунтотворення, його учні і послідовники неодноразово доводили, що у формуванні різних ґрунтів роль окремих чинників буде різною [112].

Зазначимо, що К. Д. Глінка (1908) зараховує ґрунтотворні породи до ендодинамоморфних чинників (або внутрішніх), на противагу ектодинамоморфним (або зовнішнім) – клімату і рослинності.

Свого часу М. М. Сибірцев (1900) високо оцінив роль гірських порід у процесі ґрунтотворення, вважаючи, що завдяки своїй відносній незалежності від зональних ґрунтоутворювачів – клімату і рослинності, вони можуть спричиняти утворення азональних та інтразональних ґрунтів. Внаслідок цього ґрунтотворні породи зачислили до прямих (як і організми), а не опосередкованих ґрунтоутворювачів [180].

Відомо, що інтенсивність прояву літологічного чинника на різних стадіях ґрунтотворення різна і з часом змінюється. Отож на ініціальній стадії ґрунтотворення вирішальну роль відіграватиме власне ґрунтотворна порода.

Отже, ґрунтотворні породи – один із чинників ґрунтотворення, без якого розвиток ґрунту неможливий і вплив якого на властивості ґрунтів у певних умовах може бути домінуючим.

Енергетичний і термодинамічний підхід при вивченні ґрунтотворення набуває останнім часом щораз більшого розповсюдження, оскільки, як зазначає 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]. Отож надзвичайно перспективним і актуальним є

вивчення процесів ґрунтотворення з енергетичної та термодинамічної точок зору, передусім, якщо йдеться про ініціальне ґрунтотворення.

Аналізуючи онтогенетичні стадії рендзин Західного регіону України, А. А. Кирильчук зазначає, що розвиток цього напряму 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, наприклад І. Ш. Іскандеров (1974) пропонує обчислювати за емпіричними та напівемпіричними формулами. Розглянемо один із методів, який ґрунтується на використанні такої формули [104]:

$$Ts=0{,}074u/Cv, \qquad (4.1)$$

де Ts – температура плавлення мінералу; Cv – теплоємність; u – енергія.

Дотримуючись формули (4.1), для визначення енергії необхідно знати температуру плавлення мінералів. Проте здебільшого ґрунтові мінерали не плавляться, а спікаються. Тому використання зазначеної формули дуже обмежене. Енергію кристалічних ґраток А. Е. Ферсман запропонував визначати шляхом додавання енергетичних коефіцієнтів (Екр) іонів, що входять до складу кристала [194]:

$$Екр\ (ккал/моль)= 256{,}1(Екр_1+Екр_2+...+Екр_n). \qquad (4.2)$$

Як засвідчує практика, формулу (4.2) для оцінки сумарного значення термодинамічних характеристик ґрунтових об'єктів використовувати не можна, оскільки елементи, що входять до їхнього складу, мають різні форми взаємозв'язків, переважно ковалентний, іонний та невалентні взаємодії.

Для використання формул інших авторів [135] насамперед необхідні кількісні дані щодо складу мінералів. Враховуючи складність точного визначення мінералогічного складу ґрунтів, В. І. Волобуєв [40] запропонував вважати

мінеральну частину ґрунту сумою оксидів, а для обчислення енергії кристалічної ґратки і вільної енергії Гіббса використовувати дані валового хімічного аналізу мінеральної частини ґрунту. Вважаємо, що термодинамічні властивості ґрунтотворної породи також доцільно визначати зазначеним вище методом. Кількість енергії кристалічних ґраток окремих оксидів приведено у таблицях, опублікованих А. Є. Ферсманом [194].

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

Вільна енергія Гіббса – важлива термодинамічна характеристика, що визначає ту частину енергії, завдяки якій за належних умов можна здійснювати корисну роботу [96].

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

Якщо перемножити середній вміст оксидів у ґрунті і ґрунтотворній породі на відповідну константу і перевести значення у систему СІ, то одержимо термодинамічні характеристики цього ґрунту і ґрунтотворної породи. Зазвичай термодинамічні характеристики відносять до одиниці кількості речовини (моль) та виражають у ккал/моль, або кДж/моль. Зазначимо, що для коректного співставлення величин і для можливості використання в обчисленнях даних валового аналізу їх виражали у кДж/г із застосуванням таких формул:

$$Um=U/M; \quad (4.3)$$

$$Gm=G/ M; \quad (4.4)$$

$$Sm=S/M, \quad (4.5)$$

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).

Як стверджує В. Р. Вільямс, для того щоб гірська порода перетворилась у ґрунт, у ній повинні функціонувати дві нові властивості як 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 до запасу його внутрішньої енергії, яка, своєю чергою, успадкована від материнської породи [112]. Власне тому термодинамічні та енергетичні характеристики ґрунтотворної породи (крейдяний мергель) будуть визначальними у формуванні властивостей рендзин.

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

4.2. Термодинамічні та енергетичні характеристики ініціальних рендзин

Для досліджуваних ґрунтів розрахунки термодинамічних характеристик виконано не вперше. Досліджуючи онтогенетичні стадії рендзин Західного регіону України, А. А. Кирильчук частково звертає увагу на слаборозвинуті ґрунти, відзначаючи, що вони володіють доволі низькими значеннями термодинамічних характеристик (~7,71 МДж/г) [112].

Результати обчислених термодинамічних характеристик ініціальних рендзин подано у таблиці 4.1 та графічно відображено на рис. 4.1–4.3.

Аналіз даних, поданих у табл.4.1 та на рис. 4.1, засвідчує, що елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, як ґрунтотворна порода у межах території дослідження, має доволі незначні показники енергії кристалічної ґратки і становить 7 287,11 кДж/г.

Гірські породи, що характеризуються меншими показниками запасів внутрішньої енергії, як зазначає В. О. Забалуєв, мають більшу реакційну спроможність та доволі сприятливі умови для біологічного освоєння, що слугує передумовою ін-

тенсивного 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 доволі широких межах. Отож найвищими показниками енергії кристалічної ґратки відзначається ініціальна рендзина, сформована під впливом деревної рослинності (БГ-6) – 7 656,73 кДж/г, а найнижчими – короткопрофільна рендзина БГ-4 (переліг) – 7 373,37 кДж/г.

Окремо, для порівняння, автори розглядали елювіальну кору звітрювання, для котрої характерні доволі низькі показники енергії кристалічної ґратки – 7 271,98 кДж/г.

Характерною рисою і для ініціальних рендзин, і для елювіальної кори звітрювання є зменшення показника енергії кристалічної ґратки 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. Зокрема, найбільшими показниками відзначається ініціальна рендзина, сформована під впливом деревної рослинності (БГ-6) – 1 096,18 кДж/г, а найменшими – короткопрофільна рендзина БГ-4 (переліг) – 1 086,87 кДж/г.

Відношення вільної енергії Гіббса до енергії кристалічної ґратки (*Gm/Um*, %) дає підстави стверджувати, що, незважаючи на доволі низькі показники енергії кристалічної ґратки, досліджувані ґрунти мають доволі значну частку вільної енергії Гіббса, яка може перетворитися у роботу (табл. 4.1). Отож елементарні ґрунтові процеси, зокрема, гумусоутворення, гумусонакопичення, вивітрювання, вилуговування, знекарбоначування, розвиватимуться доволі інтенсивно.

Таблиця 4.1

Термодинамічні та енергетичні характеристики елювіальної кори звітрювання та досліджуваних ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Енергія кристалічної ґратки *Um*, кДж/г	$K_{Екг}$ [1]	Вільна енергія Гіббса *Gm*, кДж/г	$K_{Вег}$ [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
Щебінь 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]$K_{Екг}$ – коефіцієнт зростання енергії кристалічної ґратки, разів; [2]$K_{Вег}$ – коефіцієнт зростання вільної енергії Гіббса, разів; [3]K_E – коефіцієнт зростання ентропії, разів; [4]Gm/Um – відношення вільної енергії до енергії кристалічної ґратки, %.

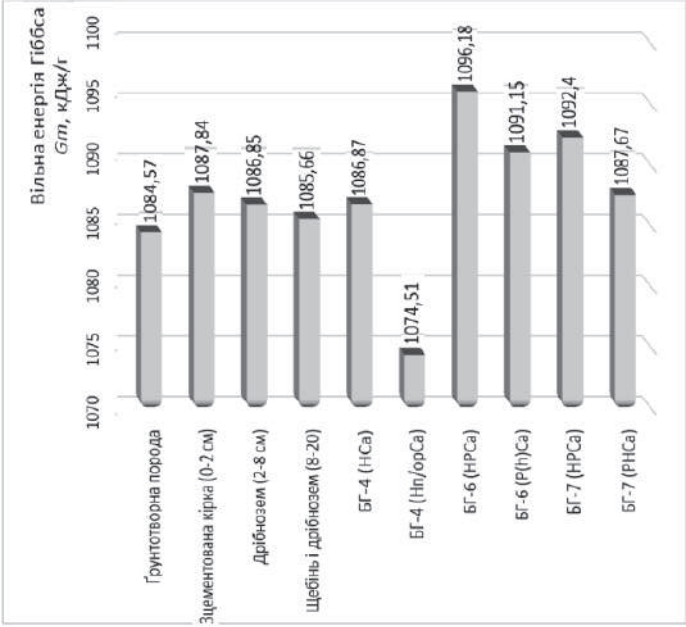


Рис. 4.2. Енергія Гіббса ініціальних рендзин

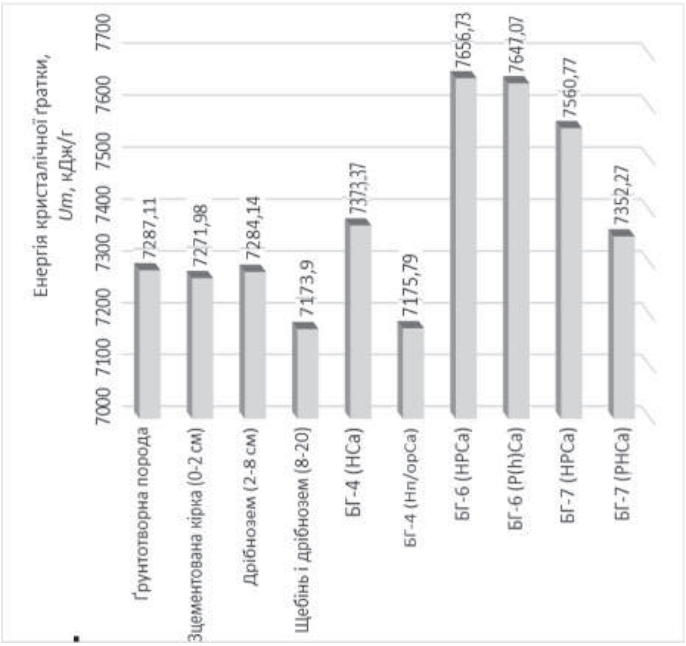


Рис. 4.1. Енергія кристалічної ґратки ініціальних рендзин

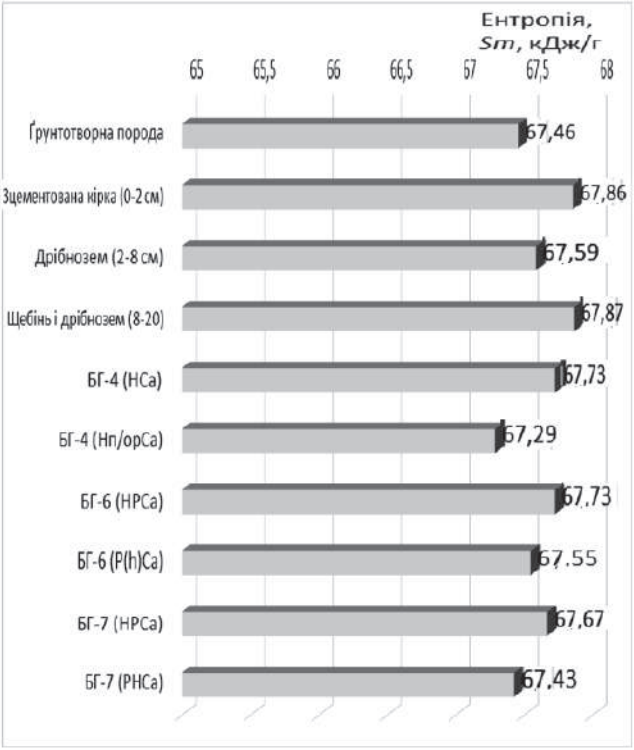


Рис. 4.3. Значення ентропії ініціальних рендзин

4.3. Енергетика гумусу ініціальних рендзин

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

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

Основою нового вектора досліджень вважають праці І. В. Тюріна, С. А. Алієва, В. Р. Волобуєва. У цих працях подано

розраховані запаси енергії у ґрунтах різних генетичних типів, встановлено 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 у ньому запасів енергії.

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

Спрощену формулу обрахунків запропонували Д. С. Орлов і Л. А. Грішина:

$$Q=517,2 \cdot Г \cdot H \cdot d,$$

де Q – запаси енергії акумульовані гумусом ґрунту, 10^6 ккал/га; 517,2 – коефіцієнт переведення у 10^6 ккал/га; Г – всміст гумусу, %; Н – шар ґрунту, м; d – щільність будови ґрунту, г/см^3 [148].

Використовуючи наведений методичний підхід, ми розрахували запаси енергії, акумульовані в гумусовому шарі ґрунту (для кожного ґрунту індивідуальна потужність), перевівши дані в ГДж/га. Результати обрахунків наведено у таблиці 4.2 та графічно відображено 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 справедливим обрахунок на потужність гумусового горизонту, що тільки відобразить особливості розвитку ініціальних ґрунтів у різних фітоценотичних умовах.

Отже, 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. Вони випереджають короткопрофільну рендзину БГ–4 (переліг) з величиною показника 164,19 ГДж/га. Най-

меншими запасами енергії відзначаються ініціальні рендзини сформовані під впливом деревної 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.

Зазначимо, що у накопиченні енергії в гумусі ініціальних рендзин ключову роль відіграє дерновий процес. Отже, нами з'ясовано, що в ініціальній рендзині, котра формується під трав'янистою рослинністю, за ~ 70 років накопичилось більше енергії, ніж у рендзині, котра перебуває на перфектній стадії розвитку. Причиною цього є більший вміст гумусу і потужність горизонту, за якою виконано обрахунок. Варто також зазначити "близкість" ініціальних ґрунтів до ґрунтотворної породи. На думку В. О. Забалуєва, процеси гуміфікації та акумуляції енергії органічною речовиною в гірських породах відбуваються значно інтенсивніше, ніж у розвинутому ґрунті [96].

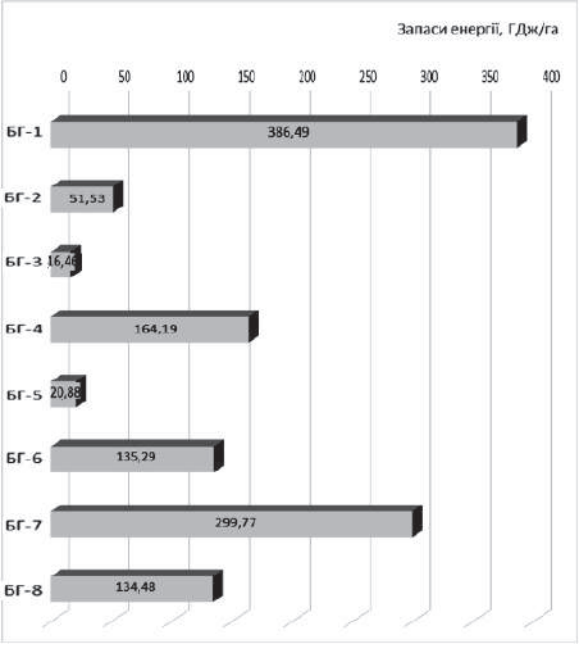


Рис. 4.4. Запаси енергії в гумусі ініціальних ґрунтів

Таблиця 4.2

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)				
$Н_{Са}$	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
РНСа	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

Висновки до розділу 4

1. Аналіз даних енергетичних та термодинамічних показників досліджуваних об'єктів засвідчив, що для ґрунтотворної породи характерні доволі незначні запаси енергії кристалічної ґратки (*Um*=7 287,11 кДж/г), за відносно великої частки вільної енергії Гіббса (*Gm*=1 084,57 кДж/г). Отже, ґрунтотворна порода має значну реакційну спроможність та доволі сприятливі умови для біологічного освоєння.

2. За енергетичними та термодинамічними показниками ініціальні рендзини чітко відрізняються від елювіальної кори звітрювання крейдяного мергелю, зважаючи на більше значення енергії кристалічної ґратки та вільної енергії Гіббса.

3. Вищими показниками енергії кристалічної ґратки та вільної енергії Гіббса відзначається ініціальна рендзина, сформована під впливом деревної та трав'янистої рослинності (БГ-6) – 7 656,73 кДж/г та 1 096,18 кДж/г, відповідно.

4. Найвищими темпами акумуляції органічної речовини володіють ініціальні ґрунти, що розвиваються під впливом трав'янистої 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 генезис ґрунту та напрям ґрунтотворного процесу можливо під час аналізу даних валового хімічного складу ґрунту, передусім за порівняння з незміненою ґрунтотворною породою. Окрім цього, результати аналізу дають змогу встановити запаси тих чи інших елементів у генетичних горизонтах та виявити відмінності валового хімічного складу, 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 їхнього генезису. 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.

Головною метою вивчення мінеральної частини твердої фази ґрунту є встановлення змін її хімічного складу під впливом ґрунтотворного процесу, отож 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 відображається величина вмісту гумусу і хімічно зв'язаної води. Відповідно, величини гумусу і хімічно зв'язаної води потрібно вилучити. Це можливо за 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: оскільки CO_2 і $C_{орг}$ входять до складу втрати від прожарювання, то це дає змогу частково абстрагуватись від впливу карбонатів і органічної речовини на елементний або валовий склад ґрунту та встановити його реальну профільну диференціацію [11; 43]. Такі обчислення нами виконано, дані подано у додатку А та додатку Б.

Для повнішого 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 SiO_2:AL_2O_3 та SiO_2:Fe_2O_3 й у тому ж напрямі збільшуються відношення CaO. Такий профільний перерозподіл півтораоксидів притаманний ґрунтотворному процесу під деревною рослинністю, що відбувається у напрямі до опідзолення.

Водночас Г. О. Андрущенко припускає, що разом із процесом розчинення та винесенням з верхніх горизонтів $CaCO_3$ відбувається винесення елементів силікатного комплексу – Al^{2+} і Fe^{3+}, водночас більша частина SiO_2 залишається на місці у верхніх горизонтах. Наведені аргументи дослідника засвідчують, що на

формування, профільний розподіл та динаміку зміни валового хімічного складу значною мірою впливають 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, подано у табл. 5.1 та у вигляді діаграм на рис. 5.1.

Для кращого розуміння суті процесу ґрунтотворення валовий хімічний склад автори визначали у ґрунтотвірній породі, шарах вивітрювання 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 доволі 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 ґрунтотворної 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'янистою 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 доволі високий вміст оксиду кремнію (SiO_2), отож можемо спостерігати помітну диференціацію профілю за цим елементом. Найбільшим його вмістом володіє слаборозвинутий ґрунт, що формується під деревною і трав'янистою рослинністю (БГ-6) – 9,26 %, в освоєному ґрунті (БГ-4) і ґрунті під трав'янистою 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 SiO_2 у досліджуваних ґрунтах з глибиною зменшується на 0,3–07 %. Також зменшення вмісту SiO_2 можна спостерігати й у елювіальній корі вивітрювання.

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_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	SO_3	K_2O	Na_2O
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю												
P_{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 крейдяного 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 крейдяного мергелю, БГ-4 (переліг)												
H_{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
$HP_{п/орСа}$	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 крейдяного мергелю, БГ-6 (соснове рідколісся)												
HP_{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
$P(h)_{Ca}$	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 крейдяного мергелю, БГ-7 (багаторічні трави)												
HP_{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
PH_{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

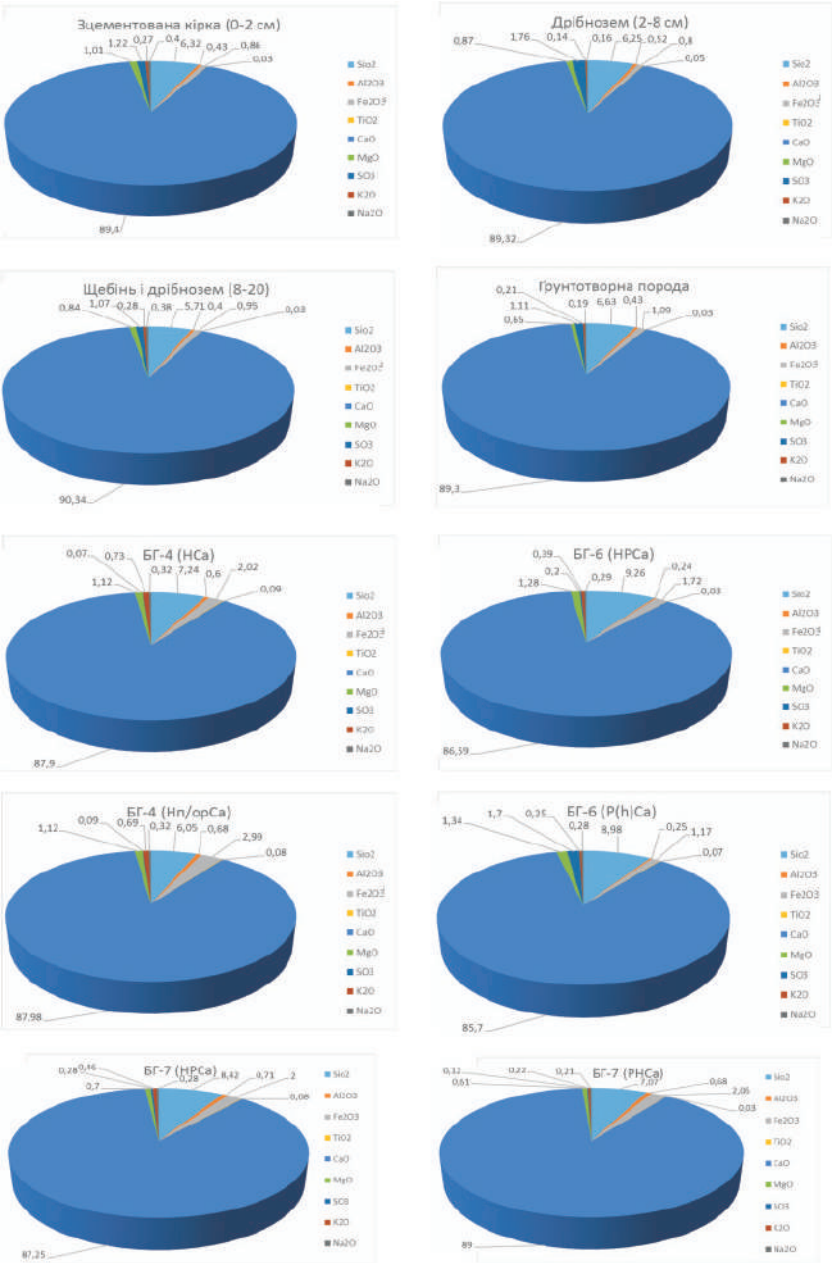


Рис. 5.1. Валовий хімічний склад елювіальної кори вивітрювання, ґрунтотворної породи та досліджуваних ґрунтів

Відносне накопичення SiO_2 у верхній та середній частині профілю ініціальних рендзин та елювіальної кори вивітрювання пов'язане з фізичною дезінтеграцією крейдяного мергелю. Внаслідок вивітрювання карбонатний цемент руйнується та вимивається, водночас SiO_2 акумулюється.

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

Найбільшим 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 %. Доволі значним вмістом також характеризується ініціальна рендзина, що розвивається під трав'янистою 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 в 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 внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних і вторинних мінералів через мобілізацію та винесення основ і заліза, а також відносне накопичення в нижньому горизонті кремнезему, алюмінію та заліза з подальшою їхньою трансформацією у вторинну глину називають сіалітизацією [153]. Нашими дослідженнями виявлено, що за переходу 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 стверджувати 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 обчислено молярні відношення різних оксидів (табл. 5.2). Молярні відношення вказують на накопичення або винесення елементів, що є основою для визначення напряму ґрунтотворного процесу [173].

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

Результати аналізу отриманих даних величин молярних відношень засвідчують, що досліджувані ґрунти відзначаються, порівняно 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 кількісну перевагу Феруму у межах профілю досліджуваних рендзин. Причому слід зазначити, 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 вивітрювання, проте з глибиною це значення дещо розширюється.

Макроморфологічними дослідженнями було встановлено, що виявленні буруваті плями мають тенденцію до насичення відтінку вниз за профілем, 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 взаємооберненi показники: чим більше значення CaO:SiO_2 – тим менше SiO_2:CaO, що засвідчуватиме про переважання вмісту CaO над SiO_2.

Таблиця 5.2

Показники диференціації елювіальної кори вивітрювання та профілю досліджуваних ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Мольні відношення					
		$SiO_2:Al_2O_3$	$SiO_2:Fe_2O_3$	$SiO_2:R_2O_3$	$Al_2O_3:Fe_2O_3$	$CaO:SiO_2$	$SiO_2:CaO$
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю							
P_{Ca}	32–59	26,21	16,24	10,0	0,62	14,41	0,07
Елювіальна кора вивітрювання крейдяного 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
Щебінь і дрібнозем	8–20	24,27	16,05	9,5	0,66	16,93	0,06
Короткопрофільна рендзина на елювії турон-сенонських відкладів крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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

Наголосимо, що характерним для досліджуваних рендзин є помітне звуження величин молярного відношення $CaO:SiO_2$, порівняно з ґрунтотворною породою, та збільшення його з глибиною, отож в ініціальних рендзинах розвивається процес розчинення та вилуговування карбонатів.

Вперше метод молекулярних відношень, що показує відносне накопичення або втрату речовин у генетичних горизонтах ґрунту, порівняно з ґрунтотворною породою, був запропонований Геррасовіцем [173]. Відзначаючи відносну нерухомість Al_2O_3 під час вивітрювання та ґрунтотворення, автор пропонує проводити розрахунок ступеня звітрилості та диференціації кори вивітрювання і ґрунту за відношеннями між рухомими компонентами та Al_2O_3, а також обґрунтовує ряд індексів для характеристики кори вивітрювання та ґрунту [173]. На підставі цих величин Йенні запропонував обчислювати "фактор вилуговування" (β) [104].

Одержані 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 сформована під впливом трав'янистої рослинності (БГ-7), та розвинута короткопрофільна рендзина. Відносно більша величина фактора вилуговування в ініціальній рендзині, сформованій під впливом деревної рослинності (БГ-6). Це зумовлено біогенними особливостями модальних ділянок. Підтвердженням особливої ролі рослинності є результати досліджень, виконаних О. М. Геннадієвим, які засвідчують, що на початкових стадіях ґрунтотворення елювіальні явища інтенсивніше виражені у ґрунтах під лісом [53]. Також з'ясовано, що абсолютні показники фактора вилуговування зменшуються з глибиною, що засвідчує інтенсивніший розвиток процесу поверхневого вивітрювання.

Таблиця 5.3

Фактор вилуговування елювіальної кори вивітрювання та досліджуваних ґрунтів

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Мольні відношення				
		$\frac{MgO+CaO+Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ (ba)	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$ (ba_1)	Фактор вилуговування $\frac{ba_{1\ гор}}{ba_{1\ пор}}$	$\frac{MgO+CaO}{Al_2O_3}$ (ba_2)	Фактор вилуговування $\frac{ba_{2\ гор}}{ba_{2\ пор}}$
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю						
P_{Ca}	32–59	403,75	1,25	—	402,50	—
Елювіальна кора вивітрювання 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)						
H_{Ca}	1–14	268,50	2,17	1,74	266,33	0,66
$HP_{п/орCa}$	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)						
HP_{Ca}	3–13	795,50	4,50	3,6	791,00	1,97
$P(h)_{Ca}$	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)						
HP_{Ca}	3–17	226,72	1,43	1,14	225,29	0,56
PH_{Ca}	17–24	230,00	0,71	0,57	229,29	0,57

Аналіз показників фактора вилуговування Ca^{2+} і Mg^{2+}, а також лужноземельних металів у межах дрібноземистої частини генетичного профілю ініціальних рендзин загалом засвідчує доволі слабкий процес вилуговування. Причому відносно більшим є показник вилуговування Na^{+} і K^{+}. Причиною цього може бути те, що на початкових стадіях ґрунтотворення, 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 $Ca(HCO_3)_2$ під час його осадження. Схожі висновки висвітлені у працях О. М. Геннадієва та Е. І. Гагаріної [46; 54].

Під час вивчення ґрунтових макропроцесів доволі інформативним є показник балансу речовини. Побудова балансу окремих оксидів ґрунтується на припущеннях, що будь-яка складова ґрунту у процесі ґрунтотворення залишається нерухомою, тобто не зазнає жодних перетворень: ні привнесення в ґрунт, ні винесення з нього, а якщо і зазнає, то доволі незначною мірою. Найчастіше орієнтуються на SiO_2 як "свідка", проте і його не можна вважати повністю стійким, оскільки найдрібніші його частинки можуть виноситися механічно [173].

Для обчислення балансу валового хімічного складу визначено щільність будови всіх досліджуваних генетичних горизонтів, після чого обчислено запаси оксидів у кожному горизонті на його потужність та довільно вибрану площу – 1 м^2. За запропонованою формулою О. А. Роде (1939) та П. Кундлером (1959) зроблено обрахунки:

$$A_1=A_0Q_1/Q_2,$$

де A_1 – вихідний запас оксиду в горизонті; A_0 – його запас в ґрунтотворній породі довільної потужності; Q_0 – запас "свідка" у такому ж шарі ґрунтотворної породи; Q_1 – запас "свідка" у горизонті, для якого проводять розрахунок.

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

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

Досліджувані ініціальні рендзини, залежно від умов їхнього формування, відзначаються такими 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 вивітрювання характерний виніс;
- Досить неоднорідним є баланс CaO. Відтак для елювіальної кори вивітрювання характерне накопичення даного оксиду, причому його інтенсивність з глибиною зростає. Короткопрофільна розвинута рендзина відзначається виносом CaO у верхньому горизонті та інтенсивнішим накопиченням 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 елювіальній корі вивітрювання та досліджуваних ґрунтах

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Величини виносу (-) або накопичення (+) компонента (S), кг/м^2								
		$SSiO_2$	SAl_2O_3	SFe_2O_3	$STiO_2$	SCaO	SMgO	SSO_3	SK_2O	SNa_2O
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю										
P_{Ca}	32–59	0	—	—	—	—	—	—	—	—
Елювіальна кора вивітрювання крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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 SiO_2. Відносно значним вмістом відзначаються R_2O_3, в складі яких повністю переважає Fe_2O_3.

2. Завдяки дослідженням встановлено чітку тенденцію збагачення досліджуваних ґрунтів SiO_2.

3. Характерним для досліджуваних рендзин є незначне звуження величин молярного відношення $CaO:SiO_2$, порівняно з ґрунтотворною породою, що є свідченням розвитку процесу розчинення та вилуговування карбонатів.

4. Абсолютні показники фактора вилуговування зменшуються з глибиною, що засвідчує інтенсивніше поверхневе вивітрювання.

Розділ 6

ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ПРОЦЕСИ І ВЛАСТИВОСТІ ІНІЦІАЛЬНИХ РЕНДЗИН

6.1. Карбонатність і процеси знекарбоначування

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

У процесі формування ґрунту ґрунтотворення та вивітрювання відбуваються одночасно, водночас відбувається накладання профілю ґрунту на профіль кори вивітрювання, котрий відзначається фізичною дезінтеграцією, гідратацією, вилуговуванням, окисненням та гідролізом [156].

Три характерні зони для кори вивітрювання карбонатних порід вирізняє Е. І. Гагаріна. Це, зокрема, дисперсна, уламкова та тріщинувата. Водночас авторка зазначає, що дисперсна зона поширена не повсюдно, а лише у вигляді окремих ареалів піщано-пилуватого, пилуватого та глинисто-піщаного матеріалу. Найчастіше трапляється поєднання дисперсної та уламкової зон, у цьому 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 ґрунтотворних породах. Карбонатні осадові породи розглядають як полігенетичні утворення, в яких допускається присутність хемогенних, біохемогенних та уламкових компонентів. За умови гіпергенного вивітрювання таких порід відбувається розчинення мінералів, котрі формують породу, та накопичення нерозчинного залишку (глиниста речовина, кварц, фосфати, сульфати). Інтенсивне вивітрювання карбонатних порід відбувається за дії теплової енергії сонця, води, діоксиду карбону та органічних кислот [49].

Під час хімічного вивітрювання карбонатної породи головним процесом є розчинення, внаслідок 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 встановлено, що за 2–3-річний період великі уламки породи подрібнюються, досягаючи розмірів 1–5 см. Вчені також виконали обрахунки, котрі засвідчують, що з території Естонії щорічно вимивається 300–350 т/га породи [110].

Унаслідок розчинення карбонатних порід на їхній поверхні нагромаджується нерозчинний залишок, що, своєю чергою залежить від мінералогічного складу карбонатної породи, швидкості інфільтрації води та вмісту діоксиду карбону у ній. Найбільше нерозчинного залишку накопичується за низької швидкості просочування води та у кислому середовищі за підвищеної концентрації CO_2.

Як зазначає М. А. Макечієва (1991), внаслідок вивітрювання вапняків відбувається процес руйнування структурних зв'язків як результат розчинення криптокристалічної карбонатної речовини, котра знаходиться між кристалами карбонатів [143]

У нейтральному середовищі процес розчинення карбонатів сповільнюється і спостерігається лише початкова стадія формування продуктів вивітрювання. За вивітрювання однотипних карбонатних порід у різних умовах утворюються різні кінцеві продукти. Ступінь перетворення карбонатних порід залежить від їхніх структурно-текстурних особливостей: виві-

трювання підсилюється зі зменшенням розміру частинок [49].

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

Ґрунтотворною породою у межах території дослідження (Західно-Подільська височинна область) є продукти елювіогенезу турон-сенонських відкладів, верхнього відділу крейдової системи, що представлені крейдяними мергелями.

За даними С. І. Пастернака, вміст $CaCO_3$ у крейдяних мергелях доволі високий і сягає 80–90 %, вміст глинистого матеріалу становить 10–20 %. Складені крейдяні мергелі мікро- та криптокристалічним карбонатом кальцію зі 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.

Унаслідок сукупної дії процесів ґрунтотворення та вивітрювання уламки вихідної ґрунтотворної породи вилуговуються та розчиняються, головна їхня маса промивається вниз за профілем і відкладається у тріщинах та пустотах породи у вигляді кольматаційних утворень.

Потужність пухкої товщі елювію, 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 та, 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. Автори Р. Каск та А. Хейнсалу (1989) наводять такі 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 гідрооксидів заліза.

З метою встановлення особливостей будови генетичних профілів ініціальних рендзин та виявлення відмінностей вмісту та характеру розподілу карбонатів у ґрунтах, що розвива-

ються у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах, авторами виконано детальні макроморфологічні дослідження та визначено вміст і запаси $CaCO_3$. Дані лабораторно-аналітичних досліджень подано у таблиці 6.1 та графічно відображено на рисунках 6.1 і 6.2. Зазначимо, що у зв'язку зі значною щебенюватістю та кам'янистістю досліджуваних ґрунтів для обрахунків запасів карбонатів Кальцію взяли приблизні показники щільності будови.

Для ініціальних рендзин досліджуваної території характерними є карбонати у вигляді уламків різної форми та розмірів вихідної ґрунтотворної 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; у дрібноземі морфологічно не виражено карбонатне просочення.

Незалежно від умов формування, досліджувані ґрунти відзначаються закономірною зміною вмісту $CaCO_3$, що засвідчує карбонатну диференціацію їхнього профілю у процесі ґрунтотворення. Завдяки виконаним макроморфологічним дослідженням нами виокремлено три шари звітрювання, котрі підтверджують результати лабораторно-аналітичних досліджень:

⇒ Перший шар (шар інтенсивного вивітрювання) – поверхневий шар товщиною приблизно від 0–5 до 0–10 см, котрий відзначається пониженим вмістом $CaCO_3$ (55–60 %). Зазначимо, що цей шар можуть перекривати делювіальні наноси, як це можемо спостерігати у розрізі БГ-2 та БГ-8. Шар містить велик кількість дрібних уламків крейдяного мергелю розміром < 7 мм. Уламки карбонатної породи зазнають значного вивітрювання, що засвідчує відсутність гострих граней і близька до овальної форма. Також у значній кількості виявлено твердофазний тонкодисперсний карбонатний матеріал.

⇒ Другий шар (шар помірного вивітрювання) – від 5–10 см до 10–20 см, чітко помітний візуально за збільшенням вмісту уламків крейдяного мергелю розміром понад 20 мм, простір між якими заповнений

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 крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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	–	–	
Короткопрофільна рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 4,р. БГ-4 (переліг)					
$H_{Caор.}$	1–14	61,4	1,11	681,54	1,44
$HP_{Caп/ор}$	14–28	66,8	1,34	895,12	
Ph_{Ca}	28–40	74,4	1,32	982,08	
P_{Ca}	40–65	83,6	–	–	

Закінчення табл. 6.1

1	2	3	4	5	6
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 5, р. БГ-5 (екотоп сосни звичайної)					
H_{Ca} $P(h)_{Ca}$ P_{Ca}	2–5 6–22 22–35	60,0 72,4 93,6	1,15 1,32 –	690 955,68 –	1,3
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 6, р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'янистим покривом)					
H_{Ca} $P(h)_{Ca}$ P_{Ca}	3–13 13–20 20–33	55,2 75,0 89,8	1,01 1,31 –	557,52 982,5 –	1,76
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 7, р. БГ-7 (багаторічні трави з домішкою моху)					
H_{Ca} PH_{Ca} Ph_{Ca}	3–17 17–24 24–38	63,8 73,6 81,6	1,15 1,33 1,29	733,7 978,88 1052,64	1,43
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 8, р. БГ-8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'янистим покривом)					
Ph_{Ca} H_{Ca} $P(h)_{Ca}$ P_{Ca}	6–14 14–31 31–40 40–60	74,8 65,2 74,6 83,6	1,31 1,33 1,32 –	979,88 867,16 984,72 –	–

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}).

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 пояснюємо зменшенням темпу вивітрювання та осадженням, внаслідок надлишку $CaCO_3$, вуглекислих солей $Ca(HCO_3)_2$, що 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 підтверджують результатами виконаного авторами лабораторного модельного досліду.

⇒ Третій шар (шар пасивного вивітрювання) – розташований на глибині від 10–15 см до 20–30 см і складений, здебільшого, уламками великих розмірів з чіткими гранями. Уламки залягають доволі щільно, порожнини між ними заповнені глинистим пастоподібним матеріалом білувато-сірого та білувато-бурого забарвлення. Незначне вивітрювання засвідчує 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 нами з'ясовано, що досліджувані ґрунти є сильнокарбонатними. Це засвідчує бурхливе закипання від 10 % HCl з поверхні і вздовж усього профілю.

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 розвиваються в межах екотопу сосни зі слаборозвиненим трав'янистим покривом у нижній третині схилу – 60–55,2 % (БГ-5; БГ-6), проте вже з глибини 5–13 см вміст карбонатів різко зростає, сягаючи 72,4–75 %, відповідно. Це засвідчує 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 відбу-

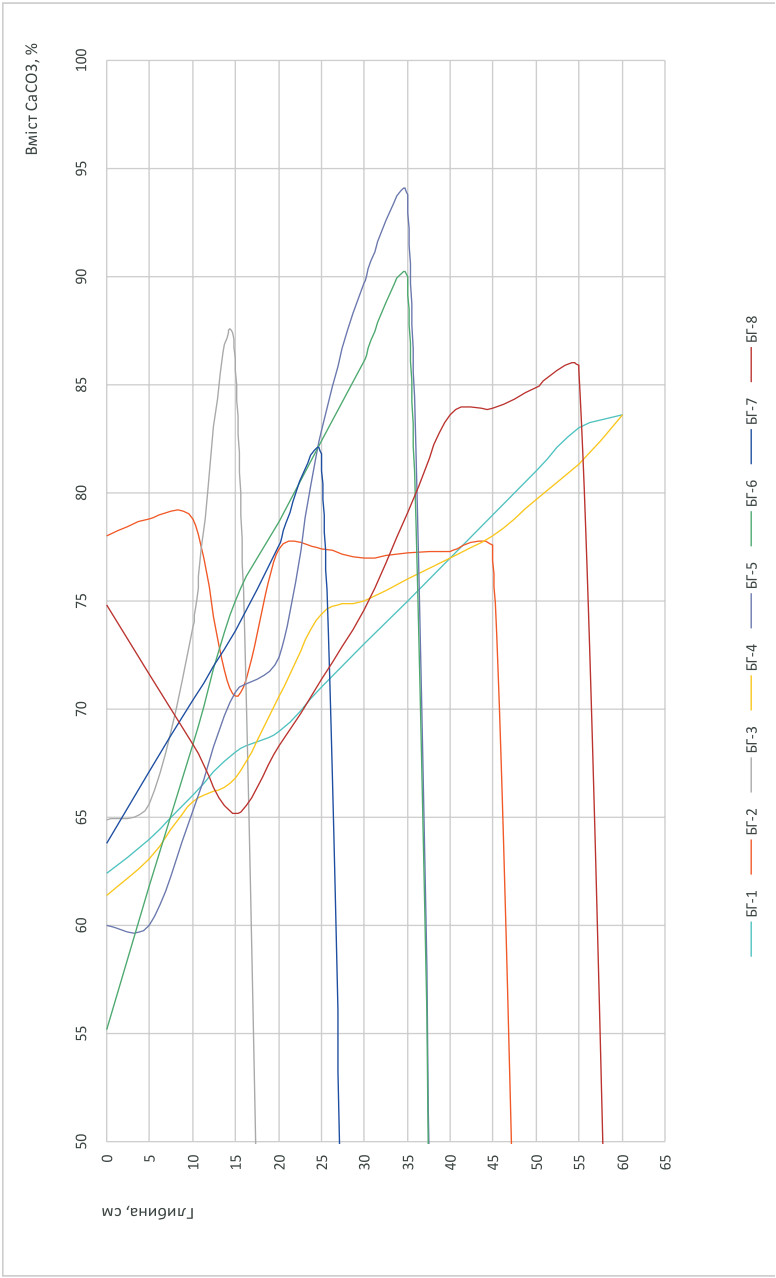


Рис. 6.1. Вміст та профільний розподіл $CaCO_3$

вається надзвичайно різко (на глибині 2–5 см становить 60 %, а вже на позначці 10 см сягає 86,2 %).

Зовсім відмінним і доволі цікавим є профільний розподіл карбонатів у слаборозвинених рендзинних змито-намитих ґрунтах (БГ-2; БГ-8). Вони вирізняються 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 він 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'янистої рослинності у нижній та верхній частині схилу БГ-1 та БГ-7, відповідно, характерний рівномірно-елювіальний тип розподілу карбонатів. Ці ґрунти відзначаються дещо розвиненішим профілем, проте вміст карбонатів все ще значний – 62,4–63,8 %. За показниками вмісту та профільного розподілу $CaCO_3$ зазначені ґрунти наближаються до короткопрофільної рендзини БГ-4. Проте зазначимо, що високий вміст карбонатів у короткопрофільній рендзині пов'язаний з інтенсивним обробітком ґрунту, за якого з нижніх шарів виносились подрібнені уламки вихідної ґрунтотворної породи.

Також обчислено коефіцієнт диференціації профілю за вмістом карбонатів, тобто (Ph_{Ca}/ H_{Ca}) (див. табл. 6.1). До слабодиференційованих належать ініціальні рендзини, що формуються в межах екотопу сосни БГ-3, БГ-5 (S_{Ca} = 1,09–1,3). Ґрунти, що розвиваються під впливом трав'янистої рослинності БГ-1, БГ-7, а також розвинена короткопрофільна рендзина БГ-4 є середньодиференційованими (S_{Ca} = 1,31–1,44). Сильнодиференційованою є рендзина, що розвивається під сукупним впливом деревної та трав'янистої рослинності БГ-6 (S_{Ca}=1,76).

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

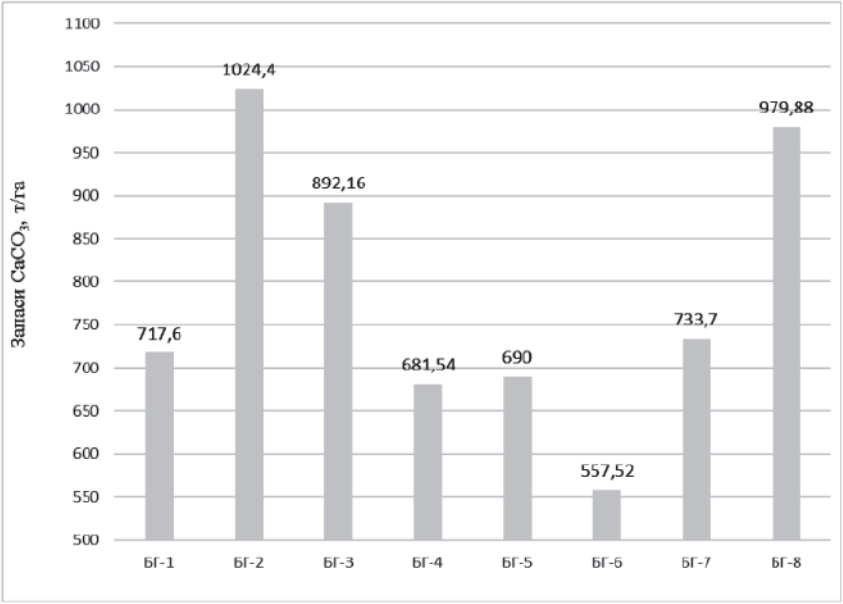


Рис. 6.2. Запаси карбонатів у ініціальних рендзинах

Найбільшими запасами карбонатів у шарі 0–10 см відзначаються ґрунти модальних ділянок БГ-2 та БГ-8 – 1 024,4 та 978,88 т/га, відповідно, що пояснюємо, насамперед, верхнім намитим горизонтом у цих ґрунтах.

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

Запаси $CaCO_3$ у ґрунтах, що формуються під покривом багаторічних, варіюють у вузьких межах – від 681,54 т/га (БГ-4) до 733,7 т/га (БГ-7).

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

6.2. Процеси формування реакції ґрунтового розчину. Кислотно-основні властивості

Кислотно-основні властивості є однією з ключових складових характеристик фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Вони визначаються речовинно-мінералогічним складом та умовами ґрунтотворення. Вивчаючи кислотно-основні властивості, можна зрозуміти сутність і направленість процесу ґрунтотворення та виокремити його елементарні складові.

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

Реакція ґрунтового розчину зумовлена наявністю і співвідношенням у ньому йонів Гідрогену (H^+), гідроксиду (OH^-) та 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, розрізняють ґрунти з нейтральною (5,6–6,5), кислою (5,5<) або лужною (>6,6) реакцією. За переважання йонів H^+ реакція ґрунтового розчину кисла, за переважанні OH^- – лужна [153].

Велика кількість кислотних компонентів надходить у ґрунт у процесі життєдіяльності ґрунтової біоти. Рослини у процесі свого метаболізму і розвитку більшою мірою вбирають з ґрунтово-вбирного комплексу катіони, ніж аніони, проводячи обмін. До обмінного фонду аніонів та катіонів у рослин можуть входити йони H^+, OH^- та HCO^{3-}. Отож рослини, продукуючи обмінні протони, забезпечують електронейтральність у системі та підкислюють середовище [149].

Також зазначимо, що одне із найбільших джерел протонів у ґрунті нерозривно пов'язане з колообігом карбону та реакцією дисоціації карбонової кислоти. На думку Т. А. Соколової, роль карбонової кислоти, як джерела протонів, велика у ґрунтах, котрі мають pH >6, оскільки у ґрунтах з pH <6 H_2CO_3 перебуватиме у недисоційованому стані [171].

Значення pH доволі мінливе у часі. Воно залежить від багатьох чинників: складу катіонів та їх концентрації у ґрунтовому розчині, зміни вологості та температури, а також парціального тиску CO_2 (PCO_2), присутності солей карбонатів. Як зазначає Д. С. Орлов, 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 привести до рівноважного стану з атмосферним повітрям, то pH знизиться до 8,4. Зі збільшенням 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. Їхня 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, виокремлюють: дисоціацію $CaCO_3$, розчинення CO_2 у ґрунтовому розчині, рівновагу у системі CO_2–H_2O [149].

Свого часу Л. А. Воробйова з'ясувала, що у ККС зі зменшенням парціального тиску CO_2 спостерігатимуть зростання pH і зменшення карбонатної лужності, а зі збільшенням PCO_2 – pH зменшуватиметься, проте карбонатна лужність зростатиме за рахунок більшої розчинності кальциту [43].

Описуючи сезонну динаміку зміни pH, Ф. Дюшофур зазначає, що у період високої біологічної активності та зі збільшенням парціального тиску CO_2 pH у карбонатних ґрунтах може зменшуватись та досягати 7,0, а зі зменшенням біологічної активності та парціального тиску CO_2 збільшуватиметься [93].

Підбиваючи підсумки, зазначимо, що компоненти, котрі зумовлюють лужність ґрунту, мають доволі 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, сформованих на карбонатних поро-

дах. Здебільшого трапляються праці, котрі стосуються властивостей, ґенезису та поширення дерново-карбонатних ґрунтів [10; 76]. Проте зазначимо, що у своїй докторській дисертації А. А. Кирильчук, аналізуючи хроноряди рендзин, частково порушив тему слаборозвинених ґрунтів, що перебувають на ініціальній стадії розвитку [117].

Аналіз наукових праць засвідчує, що однією з найхарактерніших властивостей для розвинених дерново-карбонатних ґрунтів є нейтральна або слаболужна реакція верхніх горизонтів і лужна – нижніх ($pH_{водне}$ 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. Доки всі частинки карбонатної породи повністю не розчинені, у ґрунті зберігається нейтральна або слаболужна реакція [114].

Дослідження карбонатності ініціальних рендзин, виконані нами та проаналізовані у попередньому підрозділі, засвідчують, що у процесі ґрунтотворення відбуваються зміни вмісту та профільного розподілу карбонатів. Зокрема, з'ясовано та підтверджено тенденцію 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 відбувається різке збільшення вмісту карбонатів, що засвідчує зменшення інтенсивності процесу вивітрювання, а, отже, і знекарбоначування, що послаблюватиме вплив на формування кислотно-основних властивостей.

Визначення величини показника pH виконано потенціометрично, за відношення ґрунту щодо води, як 1 : 5.

Результати виконаних досліджень наведено у таблиці 6.2 та графічно відображено на рисунку 6.3.

Таблиця 6.2

Залежність значення pH від карбонатності у ініціальних рендзинах

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Карбонатність, %	Значення $pH_{водне}$
1	*2*	*3*	*4*
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 1, р. БГ-1 (багаторічні трави)			
H_{Ca}	2–19	62,4	8,12
HP_{Ca}	19–23	69,0	8,29
P_{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
H_{Ca}	10–16	70,6	8,08
P_{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)			
H_{Ca}	2–4	65,6	8,21
$P(h)_{Ca}$	4–6	73,8	8,37
P_{Ca}	6–12	86,2	8,46
Короткопрофільна рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 4,р. БГ-4 (переліг)			
$H_{Caор.}$	1–14	61,4	8,06
$HP_{Сап/ор}$	14–28	66,8	8,22
Ph_{Ca}	28–40	74,4	8,35
P_{Ca}	40–65	83,6	8,47

Закінчення табл. 6.2.

1	*2*	*3*	*4*
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'янистим 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
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного 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 крейдяного мергелю, МД № 8, р. БГ-8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'янистим 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

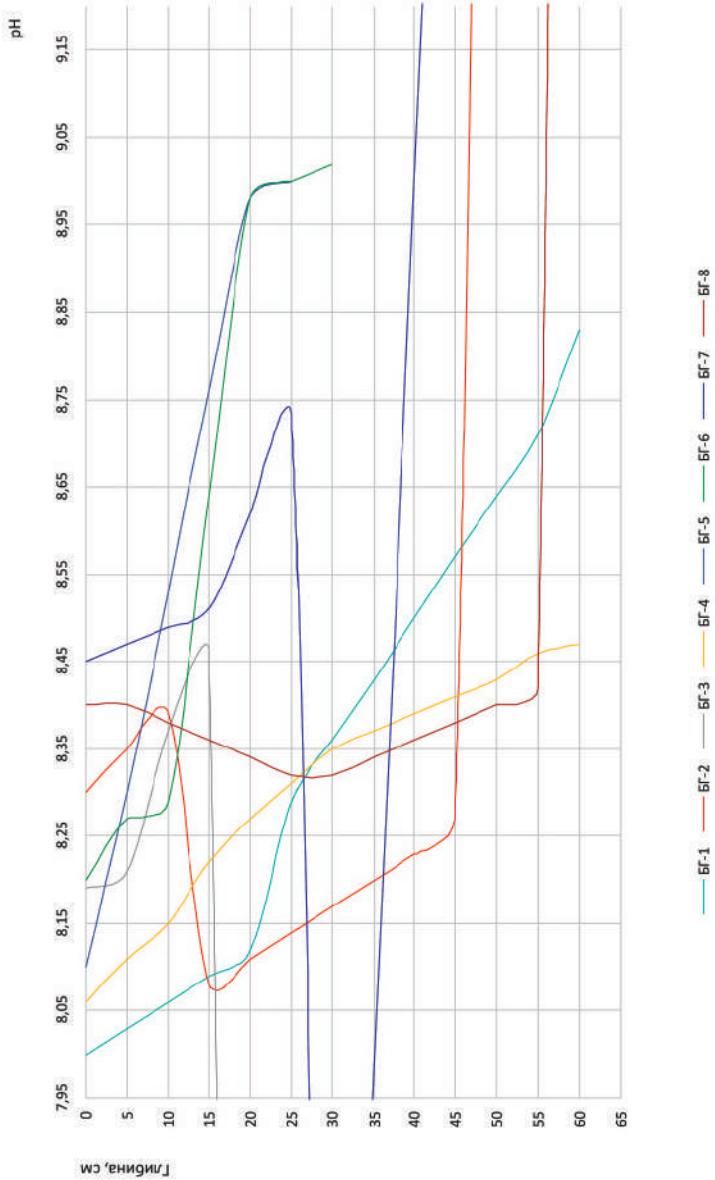


Рис. 6.3. Профільний розподіл значень pH

Зазначимо, що для відстеження залежності між значеннями pH та карбонатністю досліджуваних ґрунтів у таблицю внесено показники вмісту $CaCO_3$.

Завдяки аналізу даних табл. 6.2 і виходячи з рис. 6.3, можемо стверджувати про наступні особливості профільного розподілу значень pH: з поверхні усі досліджувані ґрунти мають слаболужну чи лужну реакцію, значення pH коливається у вузьких межах – 8,0–8,45.

У слаборозвинених рендзинних ґрунтах, що формуються під трав'янистою рослинністю (БГ-1; БГ-4), у верхніх горизонтах значення pH коливається в межах 8,06–8,12. З глибини 10 см значення починає зростати і на глибині 30 см становить 8,35–8,43, після чого з глибиною майже не змінюється.

Схожий характер розподілу, проте дещо інші значення має слаборозвинутий ґрунт, що формується під трав'янистою рослинністю з домішкою моху (БГ-7). В нашому випадку у верхньому горизонті pH становить 8,51, на глибині 17 см зростає до 8,73, а на глибині 24 см значення pH сягає 9,01.

Зовсім відмінним є розподіл значень pH у слаборозвинених ґрунтах під трав'янистою рослинністю (БГ-3; БГ-5). Тут значення pH у верхньому горизонті становить 8,3, проте вже на глибині 6 см воно різко зростає, сягаючи 8,98.

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

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

Вивчення значення pH 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. Отже, вплив ґрунтотворної породи, зокрема, її карбонатності, на значення pH є надзвичайно великим.

Зазначимо, що дослідження кислотно-основних властивостей ініціальних ґрунтів за методикою, розробленою для розвинених ґрунтів, можемо отримати похибки. Насамперед тому, що досліджувані ґрунти з поверхні є кам'янистими та щебенюватими, отож дрібнозем нерівномірно розподіляється по ґрунтовому профілі, а заповнює шпарини між уламками вихідної породи. До того ж, відбираючи зразки з окремих генетичних горизонтів та в подальшому у процесі їхньої підготовки до лабораторно-аналітичних досліджень, розтираючи уламки ґрунтотворної породи, деякою мірою ми спотворюємо дійсну картину.

Враховуючи цей факт, додатково проведено дослідження зі з'ясування мінливості значення pH у профілі ініціальної рендзини, що розвивається у межах екотопу сосни. Деталі виконаного дослідження описано у розділі 3. Зазначимо, що у нашому випадку зразки ґрунту відбрані 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 проводять не в перше. Починаючи з робіт Л. О. Карпачевського (1977; 1981) поступово складається уявлення, що ґрунтовий покрив під лісовими біогеоценозами схожий на бджолину "сотову" структуру, організаційними елементами якої є комірки-тессери. У межах тессер, від центру до периферії, властивості ґрунтів закономірно змінюються, формуючи концентраційні структури. Чинниками, що визначають організацію такого типу, слугують окремі дерева з їхнім фітогенними полями [88]. За всієї логічності такої моделі та за численних досліджень, що її підтверджують [108], слід зазначити, що не всі поділяють таке бачення. Насамперед вчені зазначають, що утворення такої організації у ґрунтовому покриві можливе за умови, що властивості ґрунтів змінюватимуться відповідно до утворення структури деревостою. До того ж, вплив на ґрунт відбувається, здебільшого, з поверхні, а, отже, з глибиною інтенсивність такого впливу повинна знижуватиметься.

Другим моментом, зазначеним у науковій літературі окремими авторами, є – вплив фітоценозу, який залежатиме від

того, на яку вихідну організованість ґрунтового покриву цей вплив накладатиметься. Тобто вважають, що ґрунтовий покрив неоднорідний як по вертикалі, так і по горизонталі. Отож фітоценоз виявляє свій вплив на ґрунтовий покрив, котрий певним чином зазнав впливу (ґрунт-пам'ять) від попередніх фітоценозів. Вплив сучасних фітоценозів "ламає" раніше сформовані тессери та на їхньому місті утворює нові. Причому у різних місцях ґрунтового покриву однотипні процеси повинні відбуватися на різних вихідних зонах. Для наступних поколінь дерев периферійні зони підкронового 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 слабовираженою або ж відсутньою.

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

Завдяки вивченню схожих досліджень автори запропонували власну методику дослідження мінливості значень pH у межах екотопу сосни. Головною відмінністю є те, що тут акцентовано увагу на глибинному впливі 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 ґрунтотворення). Тобто досліджуючи ініціальні ґрунти, ми виключаємо вплив чинника "ґрунт-пам'ять" та можемо бачити конкретний вплив досліджуваного фітоценозу.

Результати виконаного дослідження подано у табл. 6.3, у якій для наочності кольором позначено значення pH ґрунтового розчину у точках відбору.

Отже, у межах закладеної траншеї середні значення pH відзначаються тенденцією до зростання вниз за профілем, враховуючи їхню мінливість та динамічність.

Таблиця 6.3

Мінливість значення pH ґрунтового розчину у межах екотопу 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.

Слід звернути увагу на верхній шар (0–5 см) пристовбурної ділянки (25 см) траншеї. У цій ділянці можемо спостерігати найменші значення pH – 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, адже вже на глибині 5–10 см значення pH 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 pH є вищими з поверхні (7,94–7,95).

Узагальнюючи отримані дані, можемо стверджувати, що:

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

Як зазначено вище, метою виконання лабораторного модельного досліду є встановлення головних закономірностей вимивання карбонатів з крейдяного мергелю атмосферними опадами залежно від значення їх pH. Дані лабораторного модельного досліду наведено у табл. 6.4 і графічно відображено на рис. 6.4. та рис. 6.5.

Промивання наважок крейдяного мергелю проводили у два періоди по 5 днів кожен, перерва між періодами становила 2 дні. Це зроблено для того, щоб побачити вплив вологості та періодичного промерзання мергелю на винесення карбонатного осаду.

Таблиця 6.4

Дані лабораторного модельного досліду

День промивання	Варіант I			Варіант II			Варіант III			Варіант IV			Варіант V		
	pH			pH			pH			pH			pH		
	пф*	п24**	*m* осаду, г	пф	п24	*m* осаду, г	пф	п24	*m* осаду, г	пф	п24	*m* осаду, г п24	пф	п24	*m* осаду, г
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 pH після фільтрування; ** – значення pH після 24 год простоювання.

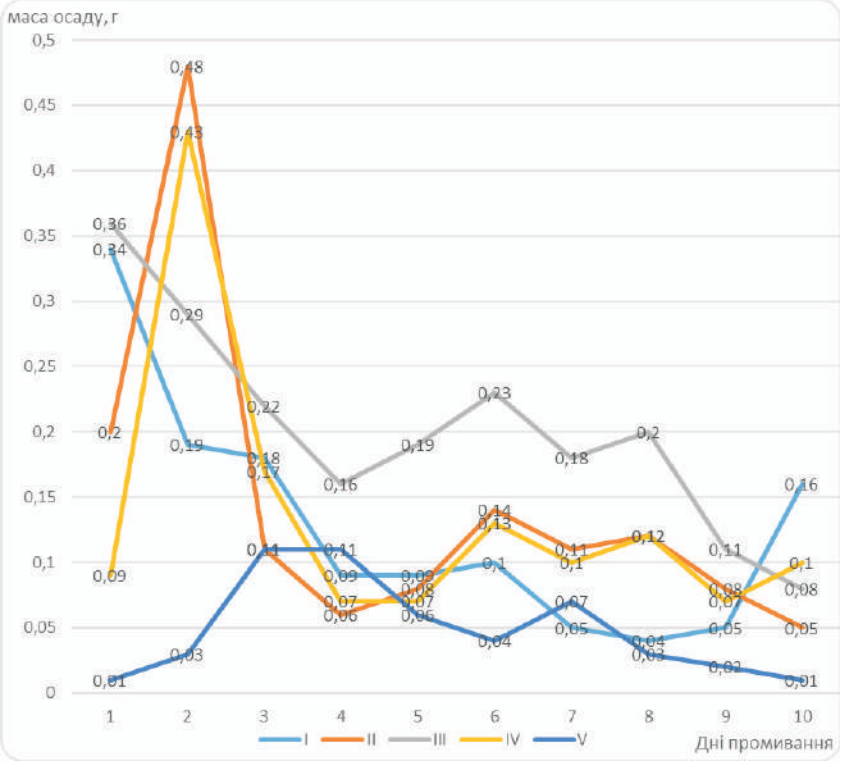


Рис. 6.4. Динаміка вимивання карбонатного матеріалу

Аналізуючи рис. 6.4, бачимо, що після першого дня промивання у Варіанті I та Варіанті III вимито найбільшу кількість осаду за весь досліджуваний період, що становить 0,34 г 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 винесена з грубодисперсного 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) знову бачимо зростання кількості вимитого осаду у всіх

варіантах, окрім Варіанта V, у якому максимального значення вимитого осаду було досягнуто на другий день. До кінця другого періоду, як і у першому випадку, кількість вимитого карбонатного осаду зменшувалась.

Результати аналізу рис. 6.4. засвідчують, що за постійного промивання кількість вимитих карбонатів зменшуватиметься, а за періодичного – збільшуватиметься. Таку динаміку вимивання карбонатного осаду можна пояснити фізичним вивітрюванням крейдяного мергелю, котрий після періодичного зволоження і висихання розтріскується і руйнується.

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

Для прикладу проаналізуємо динаміку значень pH Варіанта V, котрий промивали робочим розчином зі значенням pH 5,5 (нагадаємо, що pH дощової води становить теж 5,5).

Аналізуючи дані табл. 6.4 бачимо, що після профільтровування робочого розчину через наважку крейдяного мергелю його pH із середньокислого (5,5) переходить до середньолужного (8,46), а через добу простоювання pH знижується до 7,95.

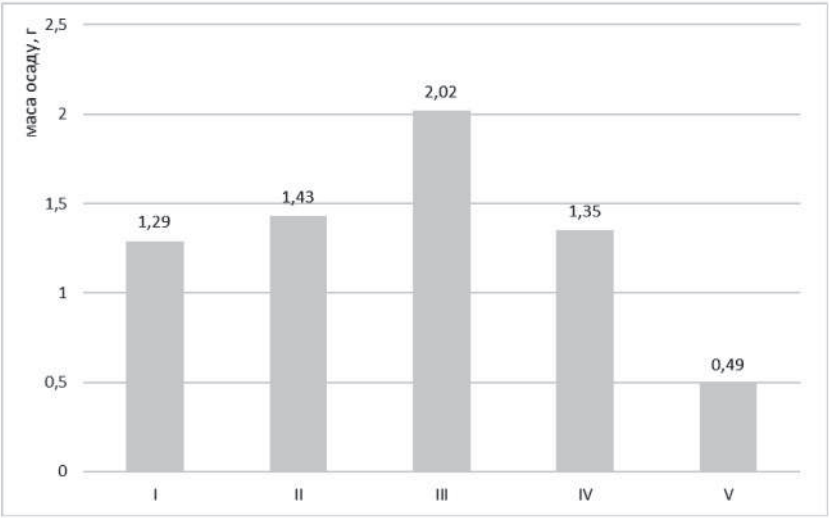


Рис. 6.5. Сумарна маса вимитого карбонатного матеріалу

Варто звернути увагу на таку закономірність: чим більше осаду вимивається, тим більше значення pH. Наприклад, на другий день промивання вимито максимальну кількість осаду – 0,48 г. Після промивання pH робочого розчину становило 8,67, а після простоювання – 8,03, тоді як за мінімальної маси вимитого осаду 0,06 г, pH становило 8,28 і 7,9, відповідно. Цей факт засвідчує, що визначальну роль у значенні pH досліджуваних ґрунтів має наявність великої кількості уламків карбонатних порід.

Із даних табл. 6.4 та рис. 6.5 випливає, що найбільше карбонатного осаду вимито за значення pH робочого розчину 6,5, а за значення pH 7,5 і 5,5 – 1,45 і 1,43. Найменше осаду вимито за значення pH розчину 4,5 – 1,29, що можна пояснити сильнокислою реакцію розчину, при якій карбонатні породи розчиняються, що супроводжується виділенням CO_2.

Зазначимо, що виконаний модельний дослід дає нам приблизні дані закономірності винесення карбонатів, адже у ньому не врахована сила удару краплі води під час атмосферних опадів.

6.3. Гумусовий стан

Головним результатом ґрунтотворення є трансформація "мертвої" гірської породи у "живу" систему, котра здатна забезпечити базові умови для існування та розвитку живих організмів та рослин усіх рівнів. Левова частка у цьому процесі належить утворенню, відмиранню та перетворенню органічної маси, котра в процесі свого розкладу гуміфікується і мінералізується.

У процесі формування ґрунтів та ґрунтового покриву головну роль відіграє органічна речовина. Як стверджує І. В. Тюрін (1949), процеси, котрі прямо або опосередковано пов'язані з присутністю гумусу, часто відіграють ключову роль у ґенезисі ґрунтів [192].

Сукупна дія ґрунтотворних чинників, за первинної експозиції ґрунтотворних порід на денну поверхню, невідворотно спричиняє комплекс 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 і тварин, а також їхнє надходження у ґрунтову товщу чи на поверхню ґрунту. Усі ці процеси, своєю чергою залежать від кліматичних умов та рельєфу, котрий перерозподіляє органіку, що надходить у ґрунт.

Хімічний склад внесених у ґрунт рослинних залишків доволі 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'янистої рослинності переважають вуглеводи, лігніни та флавоноїди [6; 148].

У ґрунті органічні рештки піддаються значним змінам, причини яких є різноманітними. Наприклад, часткове окислення і гідроліз органічних речовин, що входять у їхній склад – (вуглеводів, дубильних речовин, жирів) – відбувається за рахунок впливу води, світла, повітря, кислої або лужної реакцією ґрунту. Деякі зміни протікають під впливом ферментів тканин, діяльність яких у відмерлих рослинах набуває окислювального характеру, що сприяє утворенню темнозабарвлених продуктів конденсації. Відповідальними за процес гуміфікації органічних решток є мікроорганізми. Власне в результаті їхньої діяльності відбувається цей процес, котрий має виняткове значення у ґрунтотворенні [128].

Автор Г. І. Махоніна з'ясувала якісні та кількісні особливості процесу гумусонакопичення залежно від фітоценотичних умов ґрунтотворення на відвалах шахт. Наприклад, більше гумусу накопичується під злаками та бобовими, менше – під різнотрав'ям. 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].

Як зазначає Е. І. Гагаріна (2004), літологічний чинник створює передумови для різної спрямованості та інтенсивності процесу ґрунтотворення загалом та гумусово-акумулятивного зокрема. Щоб з'ясувати сутність процесу ґрунтотворення, необхідно визначити властивості вихідних порід, а потім відокремити ці властивості від властивостей набутих у процесі ґрунтотворення [46].

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

Частина органічної речовини у ґрунті, на думку А. Д. Фокіна закріплюється на мінеральній матриці. У такий спосіб на мінеральній матриці формується органічна матриця, котра постійно оновлюється і поповнюється, зберігаючи рівень гумусованості. Площа мінеральної матриці визначає площу органічної і залежить від гранулометричного складу ґрунту. За інших одинакових умов з поважчанням гранулометричного складу збільшується вміст гумусу [147].

На процес гумусонакопичення значною мірою впливає хімічний склад ґрунтотворної породи. Досліджуючи хроноряди рендзин Західного регіону України, А. А. Кирильчук розташував ґрунтотворні породи за здатністю до ґрунтотворення та, відповідно, і накопичення органічної речовини (від високої до низької) у такій 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 хемогенних вапняків (N_1) верхнього баденію (SO_1) → елювій згусткових вапняків (N_1) верхнього баденію (SO_1) [112].

Як зазначає М. М. Кононова, формування ґрунту значною мірою завдячує впливу органічних речовин на материнську породу. Існують всі підстави вважати, що піонерами цього

процесу є мікроорганізми, чию роль у колообігу заліза, сірки, кальцію та фосфору встановили С. Н. Виноградським (1896), Г. А. Надсон (1903), В. Л. Омелянський (1927).

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

Форми впливу живих організмів і продуктів їхньої життєдіяльності на породи та мінерали, що входять до їхнього складу, є надзичайно різноманітними. Найпростішою та найпоширенішою формою впливу є розчинення продуктами життєдіяльності мікроорганізмів таких мінералів, як кальцит ($CaCO_3$), магнезит ($MgCO_3$), доломіт ($Ca\ CO_3*Mg\ CO_3$), сидерит ($Fe\ CO_3$), різноманітних солей та інших сполук [128].

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

Функції органічних сполук у ґрунтах різняться, часто вони 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].

Початковим періодом дослідження гумусу прийнято вважати другу половину XVIII століття. У книзі Валеріуса (Wallerius, 1761), що є першим науковим посібником по агрохімії, подані вказівки щодо утворення гумусу під час розкладання рослин та певні його властивості: здатність вбирати воду, поглинати поживні речовини; гумус розглядають як “їжу” для рослин [128].

Часто у працях В. В. Докучаєва трапляється термін "рендзини", хоча він безпосередньо не займався вивченням карбонатних ґрунтів. Досліджуючи ґрунти Привіслянського краю, автор зазначав, що у місцях, де на денну поверхню виходять щільні карбонатні породи, утворились рендзинні ґрунти. Також наводить одну із особливостей цих ґрунтів – слаборозчинний у воді гумус, що визначається їхнім утворенням з карбонатних порід [90].

Свого часу 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 виконано М. М. Сибірцевим. Учений навів дані з вмісту гумусу, що коливаються від 2–3 до 7 %, та наголосив на вищій розчинність гумусу (1/90), ніж у чорноземах. Також автор зазначив, що ґрунти, розвинуті на карбонатних породах, займають особливе місце за умовами нагромадження у них перегною. Розклад органіки у цих ґрунтах затримуватиметься надлишком вапна, яке створює лужне середовище [180].

Питанню генезису рендзин під лісом, І. М. Гоголєв наголошує, та процесу накопичення у них гумусу присвячено мало уваги. Автор пише: "Перший дослідник рендзин М. М. Сибірцев пов'язував значне накопичення гумусу у цих ґрунтах з пригніченістю процесів розкладу органічних речовин унаслідок 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". Далі він 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 роз-

кладанні 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 ґрунтотворення 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, зазначимо, що деякі автори (Л. Н. Александрова, В. В. Пономарьова, А. А. Роде) схиляються до таких 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 наголосимо, що інші автори, підтримуючи загалом висновки щодо вирішального впливу карбонатів кальцію на процеси розкладу органічних залишків і утворення гумусу, вважають, що роль цього чинника перебільшена, і зазначають його різний прояв у різних біокліматичних умовах [93; 105].

Здебільшого значну увагу зосереджують 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.

Зазначимо, що Ф. Дюшофур вбачає принципову різницю походження та профільного розподілу органічних речовин у рендзинах та чорноземах і схожості з гумусом типу модер, мюль. Особливостями цього типу є незначна поверхнева акумуляція слаборозкладеного детриту та переважне внутрішньо-

профільне накопичення гумусу, а зв'язок з мінеральною частиною може здійснюватись і через йони Fe^{3+} і Al^{3+} і через йони Ca^{2+}. Автором також з'ясовано, що гумус рендзин має значну кількість детриту, значну кількість 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].

Отже, 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 зі 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 автор зазначила, що диференціація на генетичні горизонти та морфогенетичні властивості ґрунтів визначаються ступенем їхнього розвитку [16].

Гумусові речовини є головним, найефективнішим агентом формування ґрунтових профілів. Поняття "гумусовий профіль" відображає розподіл гумусу у всій ґрунтовій товщі [138].

Автор М. І. Дергачова трактує гумусовий профіль як комбінацію, послідовність однорідних зон з певним поєднанням і порівняно однаковим ступенем інтенсивності елементарних ґрунтотворних процесів.

Водночас 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, за умови достатнього зволоження і тривалого вегетаційного періоду, а також під виглядом органічних решток відмерлого коріння та його гуміфікації in situ. Він відзначається високим рівнем надходження відмерлих решток, великою швидкістю гуміфікації та низькою швидкістю мінералізації гумусу [194].

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

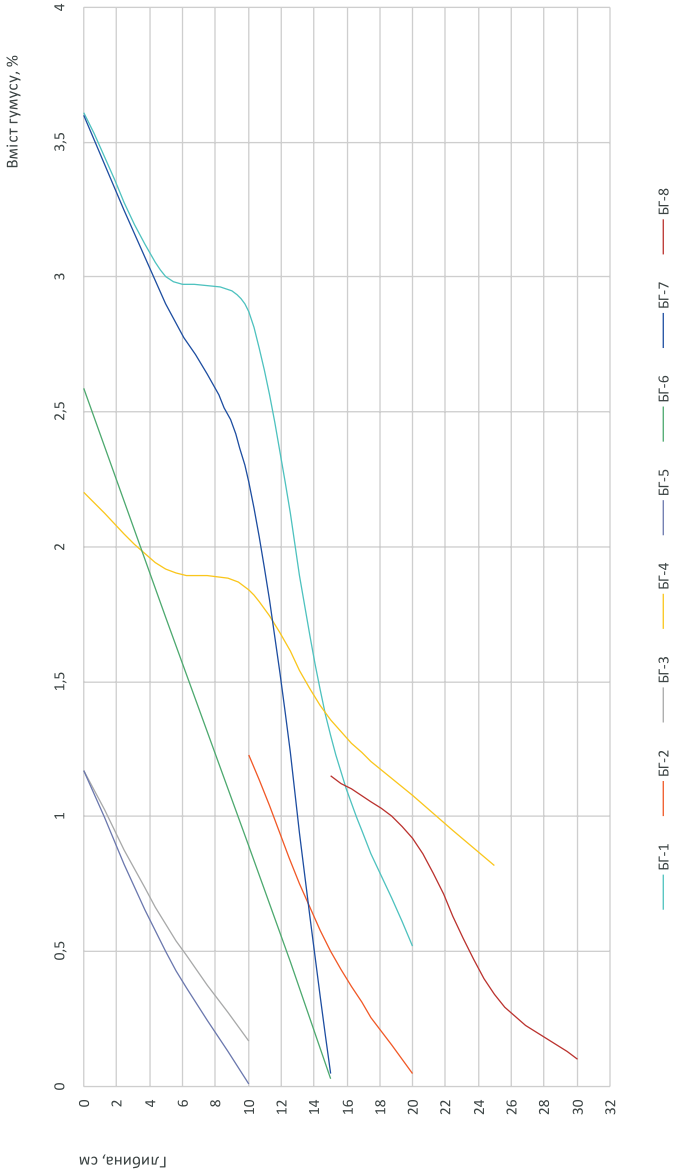


Рис. 6.6. Профільний розподіл вмісту гумусу в ініціальних рендзинах

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
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 1, р. БГ-1 (багаторічні трави)				
$Н_{Са}$	2–19	3,61	1,15	70,58
$НР_{Са}$	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)				
$Н_{Са}$	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)				
$Н_{Са}$	2–4	1,17	1,36	3,18
Короткопрофільна рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 4, р. БГ-4 (переліг)				
$Н_{Саор.}$	1–14	2,20	1,11	31,75
$НР_{Сап/ор}$	14–28	0,82	1,34	15,38
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 5 р. БГ-5 (екотоп сосни звичайної)				
$Н_{Са}$	2–5	1,17	1,15	4,04
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 6, р. БГ-6 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'янистим покривом)				
$Н_{Са}$	3–13	2,59	1,01	26,16
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 7, р. БГ-7 (багаторічні трави з домішкою моху)				
$Н_{Са}$	3–17	3,60	1,15	57,96
$РН_{Са}$	17–24	0,05	1,33	0,47
Слаборозвинута рендзина на елювії-делювії турон-сенонських відкладів крейдяного мергелю, МД № 8, р. БГ-8 (екотоп сосни звичайної зі слаборозвиненим трав'янистим покривом)				
$Н_{Са}$	14–31	1,15	1,33	26,00

Нашими дослідженнями доведено, що за вмістом загального гумусу у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті ($Н_{Са}$ або $НР_{Са}$) ініціальні рендзини належать 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 в ініціальній рендзині, що розвивається за сукупного впливу трав'янистої і деревної рослинності БГ-6 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 неоднакова, як і потужність гумусово-акумулятивного горизонту, що визначається різним ступенем розвинутості профілю. Враховуючи ці факти, нами обчислено запаси гумусу на потужність гумусово-акумулятивного горизонту (див табл. 6.5; рис. 6.7). Показники запасів гумусу є більш інформативними, ніж профільний розподіл. За даними показників запасів гумусу можна доволі об'єктивно оцінити масштаб гумусоутворення. Величина запасів гумусу вказує на стан резервів поживних елементів у ґрунті.

Згідно з одержаними результатами, ініціальні рендзини характеризуються низькими та дуже низькими запасами гумусу. Практично найбільшими запасами гумусу у гумусово-акумулятивному горизонті відзначаються рендзини, що розвиваються під трав'янистою рослинністю БГ-1 та БГ-7 – 70,58 та 57,96 т/га, відповідно, що, очевидно, пов'язано з більшою потужністю гумусового горизонту та доволі значним вмістом гумусу. Значно менші запаси у короткопрофільній

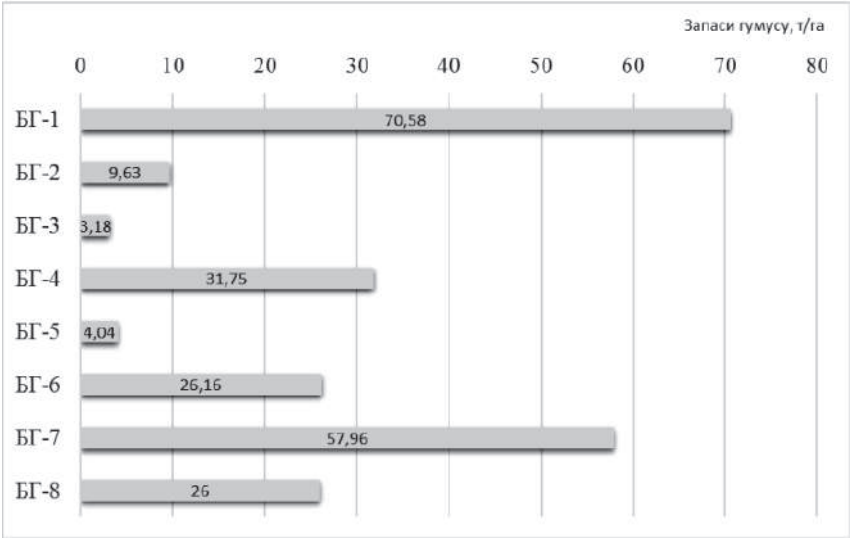


Рис. 6.7. Запаси гумусу в горизонті H_{Ca} в ініціальних рендзинах

рендзині БГ-4 (переліг) та ініціальній рендзині, що розвивається під сукупним впливом деревної та трав'янистої 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.

За результатами аналізу отриманих даних доходимо 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'янистою рослинністю, відзначаються більш розвиненим гумусово-акумулятивним горизонтом і більшим вмістом гумусу. Своєю чергою ґрунти, що утворюються під деревною рослинністю, відзначаються малопотужним гумусовим горизонтом та низьким вмістом гумусу. Джерелом надходження ораніки є підстилка, 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 відомо, що характер та властивості гумусових речовин, їхніх якісний склад тісно пов'язані з особливостями генезису ґрунтів. Якість гумусу оцінюють за показниками ступеня гуміфікації, даними групового та фракційного складу гумусу, а також природою гумусових кислот [146].

Як зазначає І. В. Тюрін, поняття "гумусова кислота" необхідно вважати груповим поняттям, під яким слід розуміти низку високомолекулярних сполук, котрі мають різний склад, проте відзначаються схожими властивостями.

Також слід зазначити здатність гумусових кислот впливати на фізіологічні та біохімічні процеси, що відбуваються у рослинах. Наприклад, вчені з'ясували, що гумінові кислоти регулюють окисно-відновний стан середовища, в якому розвиваються рослини. За недостатньої кількості кисню гумати полегшують дихання рослин. Це явище пояснюють наявністю в гумусових речовинах оксихінів, котрі акцептують водень під час окислення речовин у тканинах рослини [128].

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

Аналізуючи літературні джерела, слід зазначити такі особливості рендзин:

- накопичення органічної речовини in situ та високий ступінь її гуміфікації;
- доволі швидкий розклад та мінералізація підстилки (від декількох років до десятків років);
- утворення та накопичення гумусових речовин, що міцно зв'язані з мінеральною частиною ґрунту;
- гуматний або ж фульватно-гуматний тип гумусу ($C_{ГК}$:$C_{ФК}$=>1).

Досліджуючи рендзини, В. В. Пономарьова виокремлює такі особливості складу 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;
- доволі значний вміст гуміну.

Результати вивчення групового та фракційного складу гумусу ініціальних рендзин представлено у таблиці 6.6 та графічно відображено на рисунку 6.8.

Аналізуючи дані табл. 6.6, бачимо, що ініціальні рендзини, сформовані під трав'янистою рослинністю (БГ-1), характерезуються фульватно-гуматним типом гумусу у шарі 0–5 см ($C_{ГК}$:$C_{ФК}$=1,6) та гуматно-фульватним ($C_{ГК}$:$C_{ФК}$=0,9) – ушарі 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 пояснюють визначальним впливом фітоценозу та низьким рівнем мікробіологічної активності.

В результаті профільного вивчення групового та фракційного складу гумусу виявлено, що вміст фракції гумінових кислот ГК-1, зв'язаної з рухомими півтораоксидами, є незначним. З глибиною вміст цієї фракції зменшується. Водночас з'ясовано, що з глибиною вміст фракції гумінових кислот, міцно зв'язаної з глинистими мінералами та малорухомими півтораоксидами ГК-3, збільшується.

Найбільшим вмістом відзначається фракція гумінових кислот ГК-2, котра зв'язана з Ca^{2+}. Значний вміст цієї фракції простежуємо у шарі 0–5 см, що можна пояснити великою кількістю обмінного Ca^{2+} у верхньому шарі досліджуваних ґрунтів. Вниз за профілем вміст зазначеної фракції (ГК-2) зменшується. На думку Д. С. Орлова, наявність значної кількості $CaCO_3$ у твердій фазі ґрунту забезпечує відносно постійну концентрацію Ca^{2+} у розчині та зміщує реакцію у бік утворення гуматів Кальцію [146].

Зовсім іншим вмістом та розподілом відзначається група фульвокислот. Насамперед зазначимо, що у досліджуваних ґрунтах фракцію ФК-1 не виявлено. Проте встановлений значний вміст (10,23–13,42 %) агресивної фракції ФК-1а, зосередженої здебільшого у верхньому шарі 0–5 см.

Таблиця 6.6

Фракційно-груповий склад гумусу ініціальних рендзин

Глибина відбору зразків, см	$C_{заг}$ у % до ґрунту	У відсотках до загального органічного С											$C_{гк} : C_{фк}$	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'янистим 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

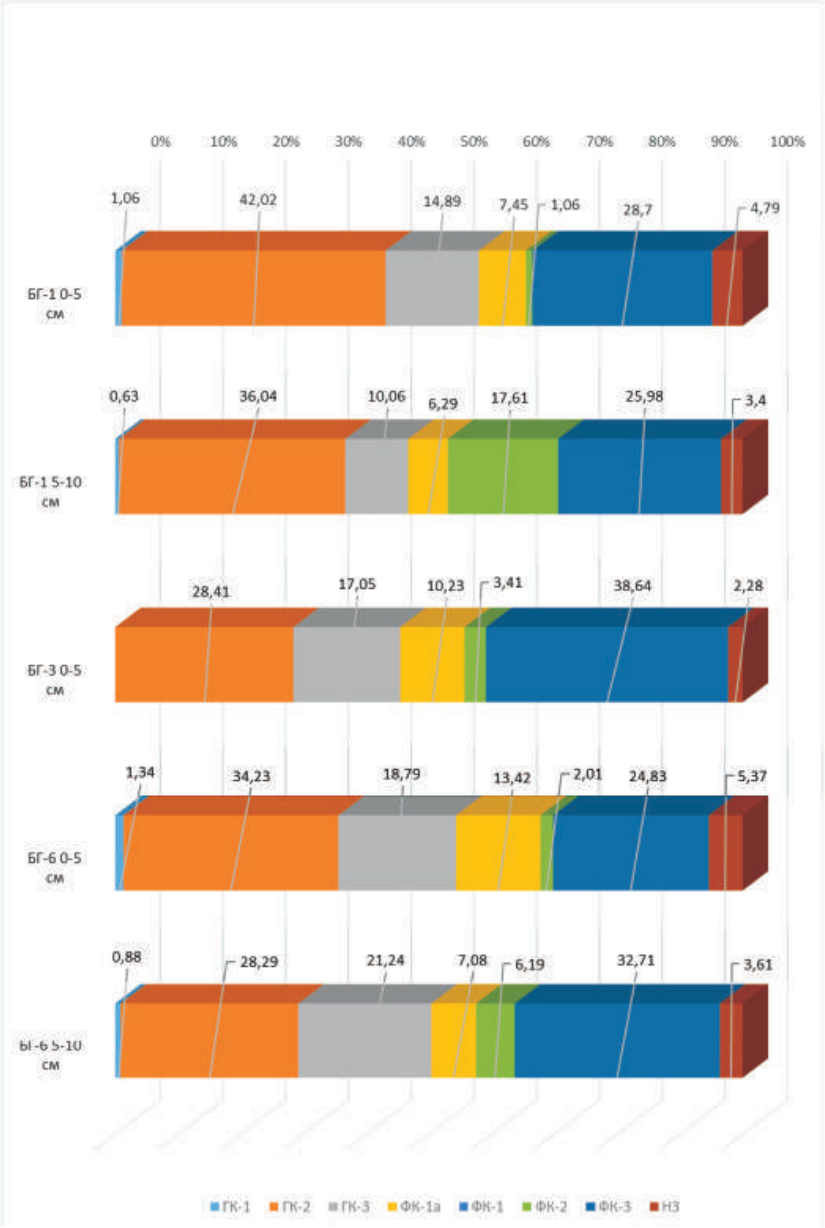


Рис. 6.8. Фракційно-груповий склад гумусу ініціальних рендзин

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 цієї фракції збільшується і сягає 17,61 % (БГ-1).

Доволі значний вміст фракції фульвокислот, що зв'язана з глинистими мінералами та нерухомими півтораоксидами ФК-3 (24,83–38,64 %). В ініціальній рендзині, сформованій під трав'янистою рослинністю, її вміст з глибиною зменшується, тоді як у рендзині під деревною рослинністю зі слаборозвинутим трав'яним покривом він збільшується.

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

Величина співвідношення ГК-3:ФК-3 відображає переважання фульвокислот у шарі 0–5 см досліджуваних ґрунтів і коливається в межах 0,4–0,8, а з глибиною їхня кількість зменшується.

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 в ініціальних рендзинах доволі вискокий з досить вузьким діапазоном показників. Зокрема для ґрунтів, сформованих під трав'янистою рослинністю та під сукупним впливом трав'янистої 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 надто низький і коливається у межах 2,28-5,37 %.

Вміст та розподіл гумінових та фульвокислот у профілі ініціальних рендзин відображено на рис. 6.9. Криві розподілу гумінових і фульвокислот в ініціальній рендзині, що формується під впливом трав'янистої рослинності, на графіку утворюють так звані "ножиці", тобто перетинаються у певній точці. Як стверджує В. В. Пономарьова (1980), такий хід кривих часто характерний, а точка перетину позначає нижню межу гумусового горизонту [161].

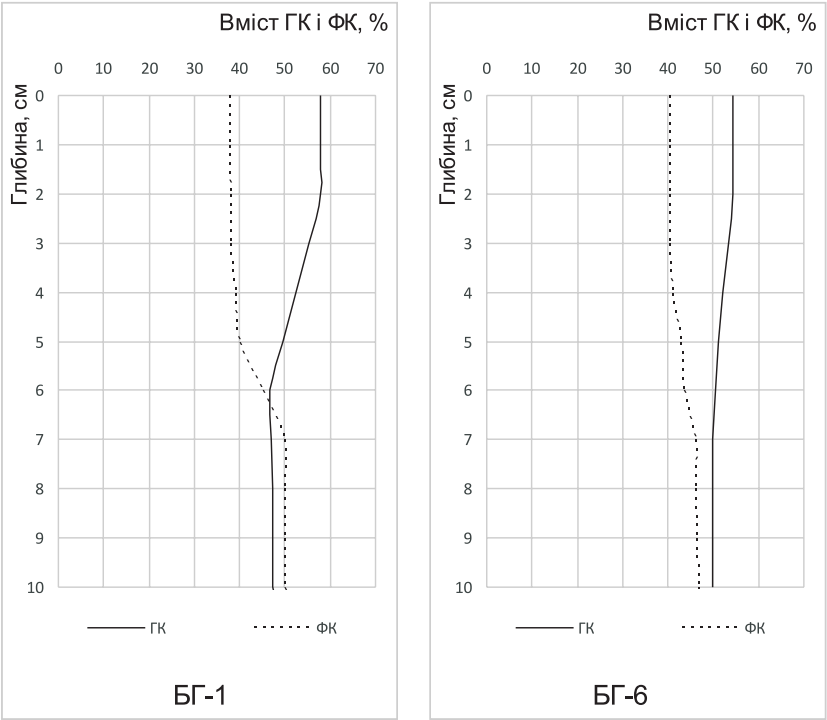


Рис. 6.9. Профільний розподіл гумінових та фульвокислот у ініціальних рендзинах

Зазначимо, що в ініціальній рендзині, розвинутій під деревною рослинністю зі слаборозвинутим покривом, точку перетину кривих розподілу виявити не вдалось, оскільки розподіл ГК і ФК, приблизно рівний за вмістом, рівномірно розпо-

діляється з глибиною. Це може свідчити про меншу ступінь зрілості гумусу та розвиненості гумусового горизонту.

Оптична щільність. Найповнішу характеристику гумусових речовин дає їхня структурна формула. Отож для розуміння особливостей природи гумусових речовин потрібно порівнювати їхні 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 з сучасними уявленнями, колір гумусових кислот і характер їхніх електронних спектрів зумовлюються розвинутою системою подвійних Карбон-Карбонових зав'язків. У таких ланцюгах одинарні Карбон-Карбонові зв'язки почергово змінюються подвійними. Одна частина ланцюга в молекулах гумусових кислот являє собою циклічні системи, друга частина – аліфатичні ланцюги або містки, котрі зв'язують циклічні структури [148; 151].

Широко та ефективно застосовувати дані спектрофотометричних досліджень почали лише після опублікованих праць М. М. Кононової та Н. П. Бєльчикової, котрі з'ясували закономірності зміни коефіцієнтів екстинції гумінових кислот у зонально-генетичному аспекті [128].

Визначення оптичної щільності гумінових кислот є одним із важливих заходів під час ґрунтово-генетичних досліджень. Проте мало уваги приділяють особливостям гумінових кислот та динаміці зміни її оптичних властивостей у межах ґрунтового профілю та в 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 праці В. В. Пономарьової [162], Т. О. Плотнікової [161], М. М. Кононової [128], Н. П. Бєльчикової, проте ці дослідження стосуються розвинутих ґрунтів.

Оптичну щільність гумінових кислот визначено у 1-й, 2-й, 3-й фракціях за довжиніи хвилі 430 нм (згідно з рекомендаціями В. Пономарьової та Т. Плотнікової), а також за 465 нм та 665 нм (для обчислення коефіцієнта колірності) [161].

Оптичні властивості фульвокислот ми не вивчали, адже природа цих сполук ще не до кінця з'ясована та не розроблена чітка градація, що даватиме змогу оцінити показники оптичної щільності.

Як зазначає М. М. Кононова, найінформативнішими показниками оптичної щільності є показники гумінових кислот, що зв'язані з Кальцієм. Гумінові кислоти цієї фракції мають більшу оптичну щільність, порівняно з іншими фракціями. Важливим моментом є й те, що оптична щільність гумінових кислот фракції 1+2 залежить від оптичної щільності складових її компонентів (гумінові кислоти 1-ї та 2-ї фракцій) 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].

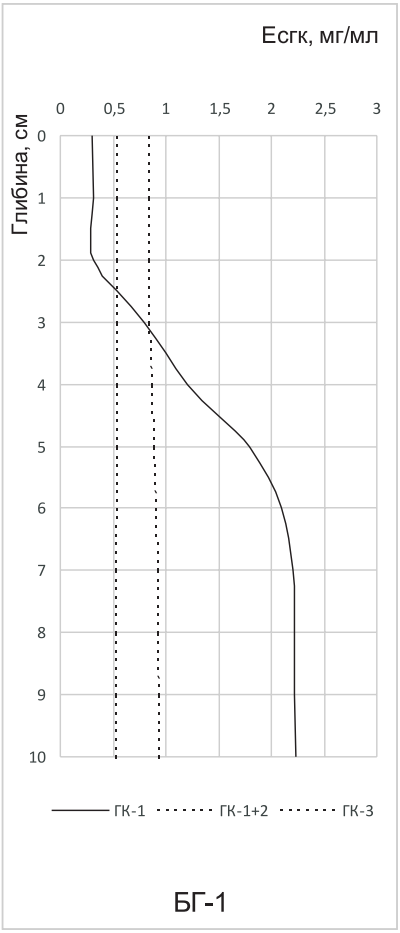
Для порівняльної характеристики оптичних властивостей гумусових кислот використовують відношення коефіцієнтів екстинції за довжини хвиль 465 та 665 нм (E_4:E_6). Величина відношення E_4:E_6 не залежить від концентрації Карбону в розчині та є характерною величиною для гумінових кислот різних ґрунтів. 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 подано у таблиці 6.7 та відображено на рисунку 6.10.

Таблиця 6.7

Коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот ($Ec_{ГК}$, мг/мл) при різних довжинах хвиль та кофіцієнт колірності (E_4:Е6) 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'янистим 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



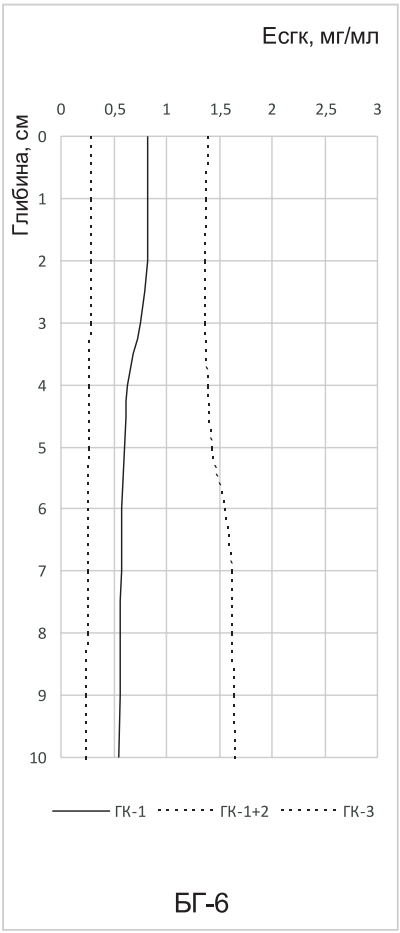


Рис. 6.10. Профільний розподіл коефіцієнтів оптичної щільності різних фракцій гумінових кислот за довжини хвиль 430 нм в ініціальних рендзинах

Як бачимо з таблиці 6.7 і рисунка 6.10, 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 фрак-

ції 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.

Висновки до розділу 6

1. Формування ініціальних рендзин на продуктах звітрювання крейдяного мергелю визначає їхню головну особливість – усі вони середньо- і сильнокарбонатні з поверхні і вздовж усього профілю. Відносно меншим вмістом карбонатів відзначаються ініціальні рендзини, розвинуті в межах екотопу сосни зі слаборозвиненим трав'янистим 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 ($SCaCO_3$=1,09–1,3), ініціальні рендзини під трав'янистою рослинністю – середньодиференційованими ($SCaCO_3$=1,31–1,44), а сильнодиференційованими ($SCaCO_3$=1,76) є ініціальні рендзини в межах екотопу сосни зі слаборозвинутим трав'янистим покривом.

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

4. Зважаючи на морфологічні особливості досліджуваних ґрунтів, зокрема, слаборозвинутий генетичний профіль, можна стверджувати, що ці ґрунти зазнають значного впливу материнської породи, що проявляється у високій карбонатності. Наведений вище чинник безпосередньо впливає на формування реакції ґрунтового розчину, що підтверджено лабораторним модельним дослідом.

5. Результати досліджень засвідчують, що за вмістом загального гумусу у верхньому гумусово-акумулятивному горизонті (H_{Ca} HP_{Ca}) ініціальні рендзини належать 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 їхнього 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 доволі високим ступенем гуміфікації з діапазоном показників 45,45–57,98 %.

9. Досліджувані ґрунти характеризуються, здебільшого, 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 фракцію ФК-1 не виявлено.

12. Дослідження оптичної щільності гумінових кислот засвідчили, що розподіл цієї 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 ЕҐП, слугує 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 дає змогу 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, а з іншого – дають змогу розпізнати характер режимів, що визначають сучасні процеси генезу ґрунтів [156].

Під час дослідження ґрунтів насамперед застосовують морфологічний метод. Власне тоді складається перше враження про ґрунт, яке потім доповнюють лабораторно-аналітичними дослідженнями. Отож вивчення будови профілю ініціаль-

них рендзин та комплексу морфологічних ознак – є ключовим етапом у дослідженні автора.

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

Вивчення морфологічної будови слаборозвинених ґрунтів, котрі перебувають на ініціальній стадії ґрунтотворення, дає змогу відстежити зародження та розвиток генетичних горизонтів, що слугує процесом виокремлення в межах кори гіпергенезу ґрунтового тіла, а точніше кажучи процес накладання профілю первинного ґрунту та кору звітрювання гірської породи.

Окрім цього, напрям та особливості ґрунтотворного процесу на початкових стадіях ґрунтотворення має нерозривний причинно-наслідковий зв'язок з біолітогенними умовами, в яких формуються та розвиваються ґрунти.

Спираючись на це, автору випала унікальна можливість досліджувати ініціальні рендзини, що формуються на однотипній материнській поророді (елювіально-делювіальна кора звітрювання крейдяних мергелів), в однакових кліматичних умовах, зосереджуючи увагу на впливі геоморфогенно-фітоценотичних умов. Дані морфологічних досліджень засвідчують, що для ґрунтів, які перебувають на ініціальній стадії розвитку, притаманні як спільні, так і відмінні риси.

Загальна схема та суть процесу ґрунтотворення 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 ґрунтотворення на щільних карбонатних породах приділено значно менше уваги [94; 116].

Як зазначає Б. Б. Полинов, формування профілів первинних ґрунтів відбувається за рахунок поховання щебенистих окремостей 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 вивітрювання [158].

У дослідженнях молодих ґрунтів Московської області Н. А. Хотинський відзначає формування гумусово-акумулятивного горизонту, за відсутності чітких морфологічних ознак профілю ґрунтів.

Досліджуючи примітивні ґрунти 60-річного віку, Е. І. Гагаріна та А. Н. Шелеміна виокремили горизонти, що повторюють "ґрунтову матрицю" зонального підзолистого ґрунту. Науковці дійшли висновку, що властивості молодих ґрунтів визначаються особливостями літологічних властивостей субстрату [47].

Цікавими, на нашу думку, є дослідження Г. І. Махоніної та І. Н. Коркіної молодих ґрунтів, що формуються в умовах Техногенних екосистем Уралу. Серед особливостей будови вчені відзначають слабовиражені 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 поверхнею, зважаючи на те, що ґрунтовий покрив часто перерваний виходами на денну поверхню щільних порід. Як засвідчують результати досліджень, літологічні особливості субстрату визначають не тільки властивості ґрунтів, а й швидкість і напрям їхнього розвитку [143].

Зазначимо, що наші дослідження підтвердили таке твердження, проте з урахуванням особливих 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, спричиняє 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} – собою не змінений або слабозмінений процесами ґрунтотворення елювій щільних карбонатних порід [10; 114].

Найдетальніше описана морфологічна будова цих ґрунтів у працях І. М. Гоголєва. У профілі дерново-карбонатних ґрунтів (рендзин) І. М. Гоголєв виокремлює такі генетичні горизонти: гумусовий – H_{Ca} – темно-сірого кольору, карбонатний, з уламками породи, часто зі значним їхнім вмістом, зернисто-порохуватої, зернисто-грудкуватої, а інколи – брилуватої структури, потужність якого сягає 30 см; змінюється по елементах мікрорельєфу, переходить у наступний горизонт поступово. Під ним 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 у горизонт – Ph_{Ca} поступовий, має затічний характер. Перехідний гумусований 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, їхня щільність зростає. Нижче залягає суцільна плита крейдяного мергелю (інколи тріщинувата, розбита на структурні блоки) [76; 114].

У профілі слаборозвинених рендзин вирізняють такі генетичні горизонти: чітко виражений гумусово-акумулятивний (H_{Ca}) та слабовиражений, інколи не витриманий з глибиною,

перехідний гумусований горизонт (Ph_{Ca}), потужність яких у середньому становить 5–11 та 4–6 см, відповідно. Їх формування є наслідком інтенсивного прояву процесів гумусоутворення і гумусонакопичення на початковій (ініціальній) стадії ґрунтотворення. Як зазначає О. М. Геннадієв, надзвичайно інтенсивне накопичення органічної речовини відбувається впродовж перших сотень років формування профілю, коли внаслідок 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 ґрунтотворної породи.

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

Модальна ділянка № 1 (розріз 1БГ)

Hd 1–2 см	– Дернина;
H_{Ca} 2–19 см	– гумусово-акумулятивний 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 ґрунтотворної породи; перехід у наступний генетичний горизонт поступовий;
HP_{Ca} 19–23 см	– 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 ґрунтотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт – різкий;
P_{Ca} 23–64 см	– ґрунтотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається зі щебенюватих окремостей d=3–5 см, порожнини між якими заповнені пастоподібним вивітрілим матеріалом, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 2 (розріз 2БГ)
(рис. 7.1)

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-акумулятивний (похований) горизонт, карбонатний, свіжий, темно-сірий з добре помітним бурим відтінком (10YR5/1-5/2), дрібнозернистої структури, середньоущільнений, середньо-суглинковий, зрідка трапляються 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 зі щебенюватих окремостей d=5 см, порожнини між якими заповнені пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 3 (розріз 3БГ)
(рис. 7.2)

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-сантиметровий шар хвої напіврозкладений, темно-бурого і темно-сірого забарвлення, вологий.
H_{Ca} 2–4 см	– гумусово-акумулятивний горизонт, свіжий, сірий з буруватим та білуватим відтінкоми (10YR7/1), нетривкої дрібнозернистої структури, слабоущільнений, середньосуглинковий; перхід у наступний горизонт різкий;
$P(h)_{Ca}$ 4–6 см	– верхня фрагментарно слабогумусована частина ґрунтотворної породи, білого кольору з ледь помітним сіруватим відтінком (10YR8/1), безструктурна, складається з гравійних і щебенюватих окремостей вихідної ґрунтотворної породи, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення; донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.
P_{Ca} 6–12 см	– ґрунтотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається зі щебенюватих окремостей d=5 – 7 см, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення, донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 4 (розріз 4БГ)

(рис. 7.3)

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

Назва ґрунту: короткопрофільна рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 5 (розріз 5БГ)
(рис. 7.4)

H_0 0–2 см	– Лісова підстилка;
H_{Ca} 2-5 см	– гумусово-акумулятивний 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 ґрунтотворної породи, перехід у наступний генетичний горизонт поступовий;
$P(h)_{Ca}$ 6–22 см	– верхня фрагментарно слабогумусована частина ґрунтотворної породи, білого кольору з ледь помітним сіруватим відтінком (10YR8/1-8/2), безструктурна, складається з гравійних і щебенюватих окремостей вихідної ґрунтотворної породи, простір між якими заповнений пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення; донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає;
P_{Ca} 22–35 см	– ґрунтотворна порода представлена елювієм крейдяного мергелю, який у верхній частині складається зі щебенюватих окремостей d=5 см, порожнини між якими заповнені пастоподібним вивітрілим матеріалом бруднувато-жовтого забарвлення (10YR8/1); донизу розмір елювію крейдяного мергелю зростає.

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 6 (розріз 6БГ)

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

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 7 (розріз 7БГ)

Hd 0–3 см	– Дернина
H_{Ca} 3–17 см	– 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;
PH_{Ca} 17–24 см	– нижній перехідний горизонт, добре гумусований, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками (10YR6/2), дрібноземиста частина нетривкої дрібногрудкуватої структури, середньоущільнена, складається горизонт з гравійних та щебенюватих (d=5 – 7 см) включень вихідної ґрунтотворної породи, простір між якими заповнений дрібноземом та пастоподібнимвивітрілим матеріалом, перехід до ґрунтотворної породи ясний;
Ph_{Ca} 24–38 см	– нижній перехідний горизонт, слабогумусований, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками, складається вивітрілим матеріалом; перехід до ґрунтотворної породи ясний.

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Модальна ділянка № 8 (розріз 8БГ)

(рис. 7.5)

Hd 0–6 см	– Дернина (проективне покриття трав'янистої рослинності до 30 %);
Ph_{Ca} 6–14 см	– верхній намитий горизонт, карбонатний, слабогумусований, 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 ґрунтотворної породи, перехід у наступний горизонт ясний;
H_{Ca} 14–31 см	– гумусово-акумулятивний (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;
$P(h)_{Ca}$ 31–40 см	– нижній перехідний горизонт, слабогумусований, карбонатний, свіжий, сірий з помітним бурим та білуватим відтінками (10YR6/1-6/2), дрібноземиста частина нетривкої дрібногрудкуватої 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;
P_{Ca} 40–60 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.

Назва ґрунту: слаборозвинута рендзина на елювії крейдяного мергелю.

Рис. 7.1. Розріз БГ 2

Рис. 7.2. Розріз БГ 3

Рис. 7.3. Розріз БГ 4

Рис. 7.4. Розріз БГ 5

Рис. 7.5. Розріз БГ 8

На підставі вивчення будови ґрунтових розрізів можна виокремити такі особливості досліджуваних ґрунтів:

- Потужність гумусованого профілю слаборозвинутих дерново-карбонатних ґрунтів коливається від 6 см до 40 см;
- Структура гумусово-акумулятивного горизонту (Hk) переважно грудкувато-брилувата, грудкувато-порохувато-брилувата, брилувато-грудковато-порохувата. Потужність горизонту 3–17 см;
- Перехідний гумусовий горизонт (Phk) – безструктурний, потужністю 7–9 см;
- Материнська порода залягає, здебільшого, на глибині 12–40 см, представлена елювієм крейдяного мергелю;
- Характер переходів між генетичними горизонтами здебільшого, ясний. Перехід у материнську породу різкий;
- Закипання від 10 % соляної кислоти – бурхливе і суцільне по всьому профілю;
- Профіль ґрунту з поверхні щебенюватий, у верхній частині складається зі щебенюватих окремостей 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 виокремлено такі генетичні горизонти: добре виражений гумусово-акумулятивний (H_{Ca}) і слабовиражений, інколи не витриманий з глибиною перехідний гумусований (Ph_{Ca}), потужність яких у середньому становить 8,70 і 5,18 см, відповідно. Їх формування є наслідком інтенсивного прояву процесів гумусоутворення та гумусонакопичення.

2. Профіль ґрунту з поверхні щебенюватий, який у верхній частині складається зі щебенюватих окремостей 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 ґрунтотворення Західного Поділля встановлено, що переважаючою ґрунтотворною 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 ґрунтотворення (зокрема, накопичення гумусу та біофільних елементів), а також інтенсивність формування генетичного профілю досліджуваних ґрунтів має біологічний чинник, передусім домінування трав'янистих рослинних формацій.

2. З'ясовано, що у процесі ініціального ґрунтотворення запаси енергії в гумусі та мінеральній частині досліджуваних ґрунтів поступово зростають.

Аналіз даних термодинамічних і енергетичних показників ґрунтотворної породи, представленої елювієм крейдяного мергелю, засвідчує, що для неї характерні доволі невисокі запаси енергії кристалічної ґратки (Um=7 287,11 кДж/г) та відносно значна частка вільної енергії Гіббса (Gm=1 084,57 кДж/г). Встановлені величини термодинамічних і енергетичних показників досліджуваної ґрунтотворної породи вказують на те, що вона володіє значною реакційною здатністю до ґрунтотворення 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'янистої рослинності – 7 656,73 кДж/г та 1 096,18 кДж/г, відповідно. Отож формування генетичних горизонтів у профілі таких ґрунтів відбуватиметься 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 – 7 560,77 кДж/г. Це засвідчує інтенсивніший розвиток елементарних ґрунтових процесів у цих ґрунтах та сприяє формуванню потужнішого генетичного профілю. Отримані результати повністю узгоджуються з виконаними 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'янистої рослинності – 135,29 ГДж/га, а найменшими – рендзинні ґрунти під впливом деревної рослинності – 16,46–20,88 ГДж/га. Отже, характер і напрям розвитку ініціального ґрунтотворення великою мірою залежить від інтенсивності дернового процесу. Відповідно, 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 SiO_2. Підвищеним вмістом відзначаються R_2O_3, в складі яких повністю переважає Fe_2O_3. Характерним для досліджуваних рендзин, є незначне звуження величин молярного відношення $CaO:SiO_2$, порівняно з ґрунтотворною 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 крейдяного мергелю визначає їхню головну особливість – усі вони середньо- і сильнокарбонатні з поверхні і по всьому профілю. Зважаючи на морфологічні особливості досліджуваних ґрунтів, а саме слаборозвинутий генетичний профіль, необхідно зазначити, що вирішальний вплив у формуванні високої карбонатності (61,4 – 89,8 %) має ґрунтотворна порода. Водночас наведений вище чинник також безпосередньо впли-

ває на формування реакції ґрунтового розчину цих ґрунтів.

5. За значеннями pH рендзинні ґрунти відзначаються слабо- та сильнолужною реакцією ґрунтового розчину (7,58–9,02). Значення pH, відповідно, як і вміст карбонатів, вниз запо профілю зростають. У межах екотопу сосни для значень pH характерна анізотропність – у пристовбурній ділянці найменші значення pH (7,41–7,49), а 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, здебільшого, відзначаються регресивно-акумулятивним типом профільного розподілу гумусу. 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. У складі гумусу домінує фракція гумінових кислот, що зв'язана з Кальцієм ГК-2 (28,41–42,02 %), з глибиною вміст цієї фракції зменшується. Для оптичної щільності гумінових кислот характерні низькі показники, що засвідчує незначну структурованість молекул, а, отже, – їхній молодий вік, постійне поновлення та схожість з фульвокислотами.

7. Специфічними особливостями морфологічної будови досліджуваних ґрунтів є їхня незначна потужність, карбонатність з поверхні і по всьому профілю, сильна щебенюватість, безструктурність або слабка оструктуреність генетичних горизонтів. З'ясовано, що, залежно від геоморфогенно-фітоценотичних умов формування рендзинних ґрунтів, будова їхнього 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.

Результати досліджень рекомендуємо використати під час великомасштабних ґрунтових обстежень, для вдосконалення класифікації і діагностики рендзин, включення цих ґрунтів до ґрунтово-охоронної інфраструктури, а також доцільності їхнього лісо- та сільськогосподарського використання.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. *Абакумов Е. В.* Накопление и трансформация органического вещества на разновозрастных отвалах песчаного карьера / Е. В. Абакумов // Почвоведение. – 2008. – № 8. – С. 955–963.
2. *Абакумов Е. В.* Первичные почвы в природных и антропогенных экосистемах : автореф. дисс. д-ра биол. наук: 03.02.13 / Е. В. Абакумов. – Тольятти : [б. и.], 2012. – 40 с.
3. *Абакумов Е. В.* Почвообразование в посттехногенных экосистемах карьеров на Северо-Западе Русской равнины / Е. В. Абакумов, Е. И. Гагарина. – Санкт-Петербург : Изд-во СПбГУ, 2006. – 208 с.
4. *Абакумов Е. В.* Почвы Самарской луки: разнообразие, генезис, охрана / 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. – Київ : Держсільгоспвидав УРСР, 1959. – 96 с.
6. *Александрова Л. Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации / Л. Н. Александрова. – Ленинград : Наука, 1980. – 288 с.
7. *Александровский А. Л.* Отражение природной среды в почве / 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. – Москва : Наука, 1988. – С. 82–94.
9. *Андріанов М. С.* Агрокліматичні ресурси післязбирального періоду на територіях західних районів УРСР / М. С. Андріанов // Охорона природи західних областей України. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1966. – С. 31–36.
10. *Андрущенко Г. О.* Ґрунти Західних областей УРСР / Г. О. Андрущенко. – Львів ; Дубляни : Вид-во Вільна Україна, 1970. – Ч. 1. – 184 с.
11. *Аринушкина Е. В.* Руководство по химическому анализу почв / Е. В. Аринушкина. – Москва : 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) / 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 / А. Т. Артюшенко, Р. Я. Арап, Л. Г. Безусько. – Киев : Наукова думка, 1982. – 135 с.
14. Атлас почв Украинской ССР / [под ред. Н. К. Крупского, Н. И. Полупана]. – Киев : Урожай, 1979. – 160 с.
15. *Бабинець А. Е.* Подземные воды юго-запада Русской платформы / А. Е. Бабинець. – Киев : У Изд-во АН УССР, 1961. – 371 с.
16. *Безуглова О. С.* Гуминовые вещества в биосфере : учеб. пособие О. С. Безуглова. – Ростов-на-Дону, 2009. – 120 с.
17. *Безуглова О. С.* Диагностика состава и свойства почв : учеб. пособие / О. С. Безуглова. – Ростов-на-Дону, 2008. – 124 с.
18. *Безусько Л. Г.* К вопросу о формировании растительного покрова Буго-Стырского района в голоцене по данным палеопалинологии (Малое Полесье) / Л. Г. Безусько // Актуальные вопросы современной ботаники. − Киев : Наукова думка, 1977. – С. 141–144.
19. *Безусько Л. Г.* Матеріали до історії розвитку рослинності Малого Полісся у ранньо-середньочетвертинний час / Л. Г. Безусько // VI з'їзд Українського ботанічного товариства. – Київ : Наукова думка, 1977, б. – С. 270-271.
20. *Білик Г. І.* Принципи геоботанічного районування / Г. І. Білик, М. А. Голубець // Геоботанічне районування Української РСР. – Київ : Наукова думка, 1977. – С. 9–16.
21. *Білик Г. І.* Геоботанічне районування Українською РСР / Г. І. Білик, Є. М. Брадіс // Укр. бот. журн. – 1962. – Т. XIX. – № 4. – С. 23–32.
22. *Бондарчук В. Г.* Геологічна будова Української РСР / В. Г. Бондарчук. – Київ : Радянська школа, 1963. – 375 с.
23. *Бондарчук В. Г.* Геоморфологія УРСР / В. Г. Бондарчук. – Київ : Радянська школа, 1949. – 243 с.
24. *Боул С.* Генезис и классификация почв / С. Боул, Ф. Хоул, Р. Мак-Крекен. – Москва : Прогресс, 1977. – 416 с.
25. *Бучинский И. Е.* Климат Украины в прошлом, настоящем и будущем / И. Е. Бучинский. – Киев : Госсельхозиздат УССР, 1963. – 306 с.
26. *Вадюнина А. Ф.* Методы исследования физических свойств почв и грунтов / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – Москва : Высш. школа, 1973. – 400 с.
27. *Вальков Ф. В.* Почвы Юга России / Ф В. Вальков, К. Ш. Казеев, С. И. Колесников.– Ростов-на-Д. : Эверест, 2008.– 276 с.
28. *Васильев А. М.* Исследование физических свойств почвы / А. М. Васильев. – Кишинев : Гос. изд-во Молдавии, 1952. – 299 с.

29. *Веклич М. Ф.* Почвообразование на территории Украины в плиоцене и антропогене / М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко // Геология четвертичного периода. – Ереван : Издательство АН Арм. СССР, 1977. – С. 333–336.
30. *Веремеєнко С. І.* Еволюція та управління продуктивністю ґрунтів Полісся України / С. І. Веремеєнко. – Луцьк : Надстир'я, 1997. – 314 с.
31. *Вернандер Н. Б.* Агропочвенное районирование / Н. Б. Вернандер, М. А. Кочкин, Г. А. Андрущенко и др. // Атлас природных условий и естественных ресурсов Украинской ССР. – Москва : Изд-во ГУГиК, 1988. – С. 118–119.
32. *Вернандер Н. Б.* Агропочвенное районирование Украины и его место в почвенно-географическом районировании СССР / Н. Б. Вернандер, Д. А. Тютюнник // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наукова думка, 1986. – С. 34–40.
33. *Вернандер Н. Б.* Генезис и свойства основных типов почв Украины / Н. Б. Вернандер, Д. А. Тютюнник, Д. И. Ковалишин // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наукова думка, 1986. – С. 56–72.
34. *Вернандер Н. Б.* История почвенных исследований на Украине / 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 / У. Д. Верятин, В. П. Маширев, Н. Г. Рябцев и др. ; под общей ред. д-ра техн. наук А. П. Зефирова. – Москва : Атомиздат, 1965. – 459 с.
36. *Вильямс В. Р.* Почвоведение / В. Р. Вильямс. – Москва : Сельхозгиз, 1947. – 548 с.
37. *Владимир Л. М.* Перегнойно-карбонатные почвы / П. М. Владимир, И. И. Шилихина // Почвы Молдавии. – Кишинев : Штиинца, 1984. – Т. 1. – С. 238–247.
38. *Владимир Л. М.* Перегнойно-карбонатные почвы Молдавии / П. М. Владимир // Мелиорация и физика почв Молдавии. – Кишинев, 1979. – С. 29–41, 130–132.
39. Влияние уплотняющего воздействия мобильных агрегатов сельско-хозяйственной техники на почву и ее плодородие / [П. У. Бахтин, В. И. Шептунов, Т. В. Гораздовский и др.] // Сб. науч. тр. УСХА. – Киев, 1982. – С. 30–37.
40. *Волобуев В. Р.* Опыт расчета энергии кристаллической решетки почвенных минералов / В. Р. Волобуев // Почвоведение. – 1968. – № 4. – С. 89–93.
41. *Волобуев В. Р.* Введение в энергетику почвообразования / В. Р. Волобуев. – Москва : Наука, 1974. – 128 с. 45.
42. *Волобуев В. Р.* Экология почв (очерки) / В. Р. Волобуев. – Баку : Изд. АН Азерб ССР, 1963. – 176 с.

43. *Воробьева Л. А.* Химический анализ почв : учеб. пособие / Л. А. Воробьева. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1998. – 272 с.
44. *Вышинский А. М.* Эффективность органических и минеральных удобрений на основных типах почв Полесья / А. М. Вышинский, О. Ф. Артюшенко // Агрохимическая характеристика почв Украинской ССР. – Москва : Наука, 1973. – С. 137–142.
45. *Гавриленко К. С.* Підземні води західних областей України / К. С. Гавриленко, О. Д. Шторгин, В. М. Щепак. – Київ : Наукова думка, 1968. – 316 с.
46. *Гагарина Э. И.* Литологический фактор почвообразования (на примере Северо-Запада Русской равнины) / Э. И. Гагарина. – Санкт-Петербург : Изд-во СПб. ун-та, 2004. – 260 с.
47. *Гагарина Э. И.* Онтогенез почв на земляных беллигеративных сооружениях Ленинградской области / 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 / 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. – Санкт-Петербург : Изд-во СПб. ун-та, 2012. – 131 с.
50. *Гаськевич В. Г.* Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся : монографія / 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 / 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 : учебник / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – Москва : Высш. школа, 2005. – 461 с. : ил.
53. *Геннадиев А. Н.* О факторах и этапах развития почв во времени / А. Н. Геннадиев // Почвоведение. – 1986. – № 4. – С. 102–111.
54. *Геннадиев А. Н.* Почвы и время: модели развития / А. Н. Геннадиев. – Москва : Изд-во МГУ, 1990. – 232 с.
55. *Геннадиев А. Н.* Стадиальность почвообразования и географическая среда / А. Н. Геннадиев // Вести Московского ун-та. – Сер. геогр. – 1988. – № 2. – С. 21–28.
56. *Генсірук С. А.* Ліси західного регіону України / 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 / С. А. Генсірук, В. С. Бондар / [відп. ред. П. С. Погребняк]. – Київ : Наукова думка, 1973. – 526 с.

58. Геоботанічне районування Української РСР. – Київ : Наукова думка, 1977. – 304 с.
59. Географічна енциклопедія України : в 3 т. / [О. М. Маринич (відп. ред.) та ін.]. – Київ : Українська Радянська енциклопедія, 1990. – Т. 2: З-О. – С. 318–320.
60. Географо-генетические аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв / С. В. Зонн, А. П. Травлеев [отв. ред. В. А. Ковда]. – Киев : Наукова думка, 1989. – 216 с.
61. Геологический словарь. – Москва : Недра, 1973. – Т. 1. – С. 422.
62. Геоморфология Украинской ССР / [под ред. И. М. Рослого]. – Киев : Вища школа, 1990. – 287 с.
63. *Герасимов И. П.* Абсолютный и относительный возраст почв / И. П. Герасимов // Почвоведение. – 1969. – № 5. – С. 27–32.
64. *Герасимов И. П.* Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв / 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 / И. П. Герасимов // Почвоведение. – 1975. – № 5. – С. 3–9.
66. *Герасимов И. П.* Основы почвоведения и географии почв / И. П. Герасимов, М. А. Глазовская. – Москва, 1960. – 490 с.
67. *Герасимов И. П.* Элементарные почвенные процессы для генетической классификации почв / И. П. Герасимов // Почвоведение. – 1973. – № 5. – С. 102–113.
68. *Геренчук К. И.* Малое Полесье / К. И. Геренчук // Физико-географическое районирование Украинской ССР. – Киев : Изд-во Киевского ун-та, 1968. – С. 165–173.
69. *Геренчук К. І.* Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів / К. І. Геренчук, М. М. Койнов, П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1964. – 222 с.
70. Гидрология СССР. Украинская ССР / [гл. ред. А. В. Сидоренко]. – Москва : Недра, 1971. – С. 180–181.
71. *Гильманов Т. Г.* Интерпретация формул Докучаева и Иенни в терминах современного анализа / Т. Г. Гильманов // Вест. Моск. ун-та. Серия 17: Почвоведение, 1977. – № 3. – С. 53–63.
72. *Глазовская М. А.* География почв с основами почвоведения / М. А. Глазовская, А. Н. Геннадиев. – Москва : Изд-во МГУ, 1995. – 400 с.
73. *Глазовская М. А.* Почвы мира. География почв / М. А. Глазовская. —Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1973. – 424 с.
74. Глобальная география почв и факторы почвообразования / [отв. ред. Н. А. Караваева] // Сборник статей. – Москва – 1991. – С. 164–196.
75. *Гоголев И. Н.* Рендзинные (перегнойно-карбонатные) почвы Западно-Украинского Полесья и их генезис / И. Н. Гоголев //

Природные условия и природные ресурсы Полесья. – Киев : Изд-во АН УССР. – 1958. – С.114–123.

76. *Гоголев И. Н.* Темноцветные почвы (рендзины) Западных областей Украины : Дис. канд. с.-х. наук – Рукопись. / И. Н. Гоголев. – Москва, 1951. – 203 с.
77. *Голеусов П. В.* Воспроизводство почв в антропогенно нарушенных ландшафтах лесостепи / П. В. Голеусов, Ф. Н. Лисецкий. – Москва : ГЕОС, 2009. – 210 с.
78. *Голеусов П. В.* Онтогенетические закономерности воспроизводства почв в антропогенных ландшафтах лесостепи / Л. В. Голеусов, Ф. Н. Лисецкий // "Проблемы истории, методологии и философии почвоведения" : труды II Национальной конференции с международным участием [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-фитоценотических условий лесостепной зоны / П. В. Голеусов // Почвоведение. – 2003. – № 9. – С. 1050–1060.
80. *Голубець М. А.* Актуальні питання сучасного ґрунтознавства / М. А. Голубець // Ґрунтознавство. – 2008. – Т. 9. – С. 9–18.
81. *Григорьев Г. И.* К вопросу классификации дерново-карбонатных почв, используемых в земледелии / 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 / Г. С. Гринь, М. К. Крупський // Агрохімія і ґрунтознавство. – Київ : Урожай, 1969. – Вип. 12. – С. 3–26.
83. *Гришина Л. А.* Система показателей гумусного состояния почв / Л. А. Гришина, Д. С. Орлов // Проблемы почвоведения. – Москва : Наука. 1978. – С. 42–47.
84. *Грубрин Ю. Л.* Геологическое строение и особенности геологического развития / Ю. Л. Грубрин // Украина и Молдавия (Природные условия и естественные ресурсы ССР). – Москва : Наука, 1972. – С. 48–62.
85. *Гуменюк А. І.* Ґрунти Малого Полісся Львівщини / А. І. Гуменюк // Досягнення ґрунтознавчої науки на Україні. – Київ : Урожай, 1964. – С. 181–187.
86. Ґрунтознавство : підручник / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов та ін. ; [за ред. Д. Г. Тихоненка]. – Київ : Вища освіта, 2005. – 703 с.
87. *Денисик Г. І.* Природнича географія Поділля / Г. І. Денисик. – Вінниця : ЕкоБізнесЦентр, 1998. – 183 с.
88. *Дмитриев Е. А.* Почва и почвоподобные тела / Е. А. Дмитриев // Теоретические и методологические проблемы почвоведения. – Москва ГЕОС, 2001. – С. 215–233.

89. *Добровольский В. В.* География почв с основами почвоведения / В. В. Добровольский. – Москва Просвещение, 1976. – 288 с.
90. *Докучаев В. В.* Сочинения. / В. В. Докучаев. – Москва ; Ленинград : Изд-во АН СССР, 1949. – Т. I. – 460 с.
91. *Дорогокупец П. И.* Термодинамика минералов и минеральных равновесий / П. И. Дорогокупец, И. К. Карпов. – Новосибирск : Наука, 1984. – 184 с.
92. *Доспехов Б. А.* Методика полевого опыта (С основами статистической обработки результатов исследований) / Б. А. Доспехов. – 5-е изд. перераб. и доп. – Москва : Агропромиздат, 1985. – 351 с.
93. *Дюшофур Ф.* Основы почвоведения: Эволюция почв (Опыт изучения динамики почвообразования) / Ф. Дюшофур. – Москва : Прогресс, 1970. – 592 с.
94. *Ергина Е. И.* Особенности рецентного почвообразования в Крыму / Е. И. Ергина // Уч. зап. Таврического национального университета имени В. И. Вернадского. – 2009. – Т. 22 (61). – Серия : География. – С. 27–33.
95. *Єргіна О. І.* Енергетичні та термодинамічні характеристики ґрунтів та ґрунтоутворювальних субстратів Кримського півострова / 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 ґрунтотворення / В. О. Забалуев // Екологія і природокористування, 2003. – Вип. 6. – С. 92–95.
97. *Зайдельман Ф. Р.* Методы исследований некоторых физических и водно-физических свойств каменистых почв / Ф. Р. Зайдельман // Почвоведение. – 1957. – № 1. – С. 12–23.
98. Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения / [отв. ред. М. А. Глазовская, Е. А. Дмитриев]. – Москва : Наука, 1970. – 219 с.
99. *Заморій П. К.* Четвертинні відклади України / П. К. Заморій. – Київ : Вид-во Київського ун-ту, 1961. – 551 с.
100. *Захаров С. А.* Курс почвоведения. – 2-е изд. / С. А. Захаров. – Москва ; Ленинград : Сельколхозгиз, 1931. – 440 с.
101. *Зверева Т. С.* Формы глинистых образований и высокодисперсные минералы в дерново-карбонатных почвах / Т. С. Зверева // Почвоведение. – 1964. – № 11. – С. 34–44.
102. *Иванов И. В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене / И. В. Иванов. – Москва : Наука, 1992. – 144 с.
103. *Іванюк Г. С.* Кореляція номенклатури ґрунтів Львівської області та WRB / Г. С. Іванюк // Вісн. Львів. ун-ту. – Львів, 2013. – С. 153–161. – (Серія географічна ; вип. 41).
104. *Иенни Г.* Факторы почвообразования / Г. Иенни. – Москва : Изд-во иностр. лит-ры, 1948. – 348 с.

105. *Искандеров И. Ш.* Энергия кристаллической решетки и свободная энергия минеральной части почв / И. Ш. Искандеров // Почвоведение. – 1974. – № 4. – С. 147–149.
106. *Каплюк Л. Ф.* Водные и физические свойства дерново-карбонатных почв Предгорного Крыма / Л. Ф. Каплюк // Почвоведение. – 1976. – 15. – С. 104–114.
107. *Карапетьянц М. Х.* Основные термодинамические константы неорганических и органических веществ / М. Х. Карапетьянц, М. Л. Карапетьянц. – Москва : Химия. – 1968. – 470 с.
108. *Карпачевский Л. О.* Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1993. – 184 с.
109. *Карпов И. К.* Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии / И. К. Карпов. – Москва : Наука, 1968. – 66 с.
110. *Каск Р. П.* Дерново-карбонатные выщелоченные и оподзоленные почвы или буроземы / Р. П. Каск // Почвоведение. – 1976. – № 7. – С. 17–27.
111. *Кирильчук А. А.* Агрогенная трансформация химического состава минерального профиля рендзин Западного региона Украины / А. А. Кирильчук // Научные ведомости БелГУ. – Серия : Естественные науки. – Белгород. – 2013. – С. 126–134.
112. *Кирильчук А. А.* Аналіз поглядів оцінки потенціалу ґрунтотворення / А. А. Кирильчук // Геополитика и экогеодинамика регионов. – Симферополь. – 2014. – Т. 10. – Вып. 1. – С. 148–151.
113. *Кирильчук А. А.* Географія рендзин Західного регіону України / 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 / 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 / А. А. Кирильчук // Агрохімія і ґрунтознавство. – Харків. – 2002. – № 2. – С. 88–90.
116. *Кирильчук А. А.* Рецентне ґрунтотворення і ґрунти в природно-антропогенних ландшафтах Західного Поділля / А. А. Кирильчук, Р. Б. Семащук // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка. – Тернопіль, 2012. – № 3. – С. 27–32. – (Серія : географія ; вип. 33).
117. *Кирильчук А .А.* Первинне ґрунтотворення на елювії-делювії щільних карбонатних порід / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк, Р. Б. Семащук // Агроекологічний журнал. – Харків. – 2011. – С. 1–8.
118. *Кінаш Р. І.* Температурний режим повітря і ґрунту в Україні / 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 / М. Г. Кіт // Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 232 с.
120. Классификация и диагностика почв СССР / [под ред. В. А. Егорова, В. М. Фридланда, Е. Н. Иванова и др.]. – Москва : Колос, 1977. – 244 с.
121. Клімат України / [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 / І. П. Ковальчук. – Київ ; Львів : Ліга-Прес, 2013. – 296 с.
123. *Ковальчук І. П.* Моделювання і прогнозування стану навколишнього середовища : навч. посібник / І. П. Ковальчук. – Київ : Либідь, 2003. – 208 с.
124. *Ковда В. А.* Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса / В. А. Ковда. – Москва : Наука, 1973. – Кн. 1. – 432 с.
125. *Ковда В. А.* Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана / В. А. Ковда. – Москва : Наука, 1981. – С. 5–15.
126. *Коврыгин А. С.* К характеристике лесорастительных свойств комплекса перегнойно-карбонатных почв / А. С. Коврыгин // Почвоведение. – 1939. – № 8. – С. 46–59.
127. *Козій Г. В.* Флора і рослинність західних областей України / Г. В. Козій. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1963. – С. 72–86.
128. *Кононова М. М.* Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения / М. М. Кононова. – Москва : Изд-во АН СССР, 1963. – 314 с.
129. *Косець М. І.* Нарис лісової рослинності Львівською області / 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 / П. С. Коссович, Н. К. Третьяков // Журн. опытной агрономии. – 1902. – Т. III. – С. 38.
131. *Коссович П. С.* Основы учения о почве / П. С. Коссович. – Москва : Наука, 1977. – 257 с.
132. *Костычев П. А.* Почвы черноземных областей России, их происхождение, состав и свойства / П. А. Костычев. – Москва, 1886. – Ч. 1. – С. 149.
133. *Крупеников И. А.* История почвоведения (от времени его зарождения до наших дней) / И. А. Крупеников. – Москва : Наука, 1981. – 328 с.
134. *Крупеников И. А.* Карбонатные черноземы / 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 / 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 / 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 / В. И. Лебедев // Геохимия. – 1957. – № 6. – С. 78–84.
138. *Лебедева И. И.* Классификация аккумулятивно-гумусовых почв / И. И. Лебедева, Б. П. Ахтырцев, Т. П. Коковина // 100 лет генетического почвоведения. – Москва : Наука, 1986. – С. 55.
139. *Лисецкий Ф. Н.* Агрогенная эволюция почв сухостепной зоны под влиянием античного и современного этапов землепользования / Ф. Н. Лисецкий // Почвоведение. – 2008. – № 8. – С. 913–927.
140. Львівська область. Атлас. – Москва : ГУГК, 1989. – 41 с.
141. *Мазановский Ю. О.* перегнойно-карбонатных (рендзинных) почвах Привислянского края / Ю. Мазановский // Журн. опытной агрономии. – Т. IV. – 1903. – С. 543–544.
142. *Маринич О. М.* Фізична географія України : підручн. / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – Київ : Знания, 2005. – 511 с.
143. *Махонина Г. И.* Начальные процессы почвообразования в техногенных экосистемах Урала : автореф. дисс. 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. – Москва : Товарищество научных изданий КМК, 2007. – 278 с.
145. *Оленчук Я. С.* Ґрунти Львівської області / Я. С. Оленчук, А. Г. Николин. – Львів : Каменяр, 1969. – 84 с.
146. *Орлов Д. С.* Гумусовые кислоты почв / Д. С. Орлов. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1974. – 112 с.
147. *Орлов Д. С.* Методические указания по обработке и интерпретации результатов химического анализа почв / Д. С. Орлов, Г. В. Мотузова, М. С. Малинина. – Москва : Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 109 с.
148. *Орлов Д. С.* Практикум по химии гумуса : учеб. пособие / Д. С. Орлов, Л. А. Гришина. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1981.– 272 с.
149. *Орлов Д. С.* Химия почв : учеб. пособие / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. Й. Суханова. – Москва : Высш. школа, 2005. – 558 с.
150. *Орлов О.* Енергоємність гумусу як критерій гумусового стану ґрунтів / О. Орлов // Вісник Львів. ун-ту. – Львів, 2002. – С. 111–115. – (Серія біологічна; вип. 31).
151. *Підвальна Г. С.* Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя : монографія / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 192 с.
152. Память почв : Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / [отв. ред. В. О. Таргульян, С. В. Горячкин]. – Москва : Изд-во ЛКИ, 2008. – 692 с.

153. *Позняк С. П.* Ґрунтово-географічні дослідження. Понятійно-термінологічний словник / 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. / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1, Ч. 2. – 270 с.
155. *Позняк С. П.* Картографування ґрунтового покриву : навч. посібник / С. П. Позняк, Є. Н. Красєха, М. Г. Кіт – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – 500 с.
156. *Позняк С. П.* Чинники ґрунтотворення : навч. посібник / С. П. Позняк, Е. Н. Красєха. – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. – 400 с.
157. Полевой определитель почв. – Москва : Почвенный институт им. В. В. Докучаева, 2008. – 182 с.
158. *Полынов Б. Б.* Валовой почвенный анализ и его толкование / Б. Б. Полынов // Почвоведение. – 1944. – № 10. – С. 482–490.
159. *Польчина С. М.* Основні типи ґрунтів у системі ФАО/WRB : навч. посібник / С. М. Польчина. – Чернівці : Рута, 2006. – Ч. 1. – 152 с.
160. *Польчина С. М.* Світова реферативна база ґрунтових ресурсів 2006 / С. М. Польчина, В. А. Нікорич. – Чернівці : Книги – XXI, 2007. – 200 с.
161. *Пономарева В. В.* Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения) / В. В. Пономарева, Т. А. Плотникова. – Ленинград : Наука, 1980. – 220 с.
162. *Пономарева В. В.* Материалы по изучению состава гумуса и некоторые вопросы генезиса дерново-карбонатных почв / В. В. Пономарева, А. М. Мясникова // Уч. зап. Ленингр. ун-та. – Н 174. – Сер. биол. наук. – Вып. 36. – 1954. – С. 134–145.
163. Почва и почвообразование / Г. Д. Белицина, В. Д. Василевская, Л. А. Гришина и др. ; [Под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова]. // Почвоведение. – Москва: Высш. школа, 1988. – Ч. 1. – 400 с. : ил.
164. Типы почв, их география и использование / Л. Г. Богатырев, В. Д. Василевская, А. С. Владыченский и др. ; [Под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова]. // Почвоведение. – Москва: Высш. школа, 1988. – Ч. 2. – 368 с. : ил.
165. Почвообразующий потенциал почвообразуюших факторов / 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 / [за ред. К. І. Геренчука]. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – 152 с.
167. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые / [под ред. Е. Ф. Шнюкова, А. В. Чекунова, А. С. Вялова]. – Киев : Наукова думка, 1986. – 184 с.

168. Природа Украинской ССР. Климат / [под ред. В. Н. Бабиченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинова]. – Киев : Наукова думка, 1984. – 232 с.
169. Природа Украинской ССР. Ланшафты и физико-географическое районирование / [под ред. А. М. Маринича, В. М. Пащенка, П. Г. Шыщенка]. – Киев : Наукова думка, 1985. – 224 с.
170. Природа Украинской ССР. Растительный мир / [под ред. Т. Л. Андриенко, О. Б. Блюм, С. П. Вассер и др.]. – Киев : Наукова думка, 1985. – 208 с.
171. Процессы почвообразования и эволюции почв / [отв. ред. В. О. Таргульян, А. А. Величко]. – Москва : Наука, 1985. – 243 с.
172. Роде А. А. Генезис почв и современные процессы почвообразования / А. А. Роде. – Москва : Наука, 1984. – 256 с.
173. Роде А. А. Избранные труды. Теоретические проблемы почвоведения и вопросы генезиса почв / 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 / А. А. Роде.– Новосибирск : Наука, 1971. – 92 с.
175. Роде А. А. Факторы почвообразования и почвообразовательный процесс / А. А. Роде // Генезис почв и современные процессы почвообразования. – Москва : Наука, 1984. – С. 137–146.
176. Рыжов С. Н. Агрономическое значение структуры и сложение почвы / С. Н. Рыжов, М. В. Мухамеджанов // Теоретические вопросы обработки почв. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1963. – С. 44–57.
177. Самойлова Е. М. Почвообразуюшие породы / Е. М. Самойлова. – Москва : Изд-во МГУ, 1991. – 176 с. : ил.
178. Самойлова Е. М. Эволюция почв / Е. М. Самойлова, Ю. С. Толчельников. – Москва : Изд. МГУ, 1981. – 87 с.
179. Семащук Р. Б. Морфологічні особливості та валовий хімічний склад ініціальних рендзинних ґрунтів урочища Біла Гора / Р. Б. Семащук // Геополітика і екогеодинаміка регіонів – Сімферопіль, 2014. Том 10. Вип. 1. – С. 849–855.
180. Семащук Р. Б. Гумусовий стан слаборозвинутих рендзин Західного Поділля / Р. Б. Семащук // Наукові записки національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. – Серія : Географія. – Тернопіль : СПМ "Тайп". – 2014. – Випуск 37. – № 2 – С. 40–45.
181. Семащук Р. Б. Особенности группового и фракционного состава гумуса слаборазвитых рендзин Западного Подолья / Р. Б. Семащук // Вестник БГУ. Серия 2. – Минск : Изд-во БГУ, 2015. – Т. 2. – С. 81–86.
182. Семащук Р. Б. Особливості формування морфогенетичних властивостей ініціальних рендзинних ґрунтів / Вісник Львівського Університету. – Львів, 2013 – Серія географічна ; Вип. 44. – 409 с.

183. *Сибирцев Н. М.* Избранные сочинения / Н. М. Сибирцев. – Москва : СХГ, 1951. – Т. 1. – 472 с.
184. *Соколов И. А.* О взаимодействии почвы и среды : рефлекторность и сенсорность почв / И. А. Соколов, В. О. Таргульян // Системные исследования природы. – Москва : Мысль, 1977. – С. 153–170.
185. *Соколов И. А.* Почвообразование и время: поликлимаксность и полигенетичность почв / И. А. Соколов // Почвоведение. – 1984. – 32. – С. 102–113.
186. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. – Ч. 1. : Влажность воздуха, атмосферные осадки и снежный покров. – Ленинград : Гидрометеоиздат, 1969. – Вып. 10. – 696 с.
187. Справочник по климату СССР. Украинская ССР. – Ч. 2. : Температура воздуха и почвы. – Ленинград ; Гидрометеоиздат, 1967. – Выл. 10. – 607 с.
188. *Таргульян В. О.* Почвообразование и элементарные почвообразовательные процессы / В. О. Таргульян // Почвоведение. – 1985. – № 11. – С. 36–45.
189. *Таргульян В. О.* Развитие почв во времени / В. О. Таргульян // Проблемы почвоведения. – Москва : Наука, 1982. – С. 108–113.
190. *Таргульян В. О.* Структурный и функциональный подход к почве, почва-память и почва-момент / В. О. Таргульян, И. А. Соколов. – Москва : Наука, 1978. – 120 с.
191. *Тихоненко Д. Г.* Елементарні ґрунтові процеси (ЕГП) при акумулятивному ґрунтоутворенні / Д. Г. Тихоненко // Вісник ХНАУ Ґрунтознавство. – 2011. – С. 18–22.
192. *Тюрин И. В.* Химическая природа фульвокислот почвенного гумуса / И. В. Тюрин // Вопросы генезиса и плодородия почв. – Москва : Наука, 1966. – С. 154.
193. *Урусевская И. С.* Особенности состава и свойств гумуса дерново-карбонатных почв таежно-лесной зоны / 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 / А. Е. Ферсман. – Ленинград : ОНТИ. – 1934. – Т. 2. – С. 58–61.
195. *Фридланд В. М.* Влияние степени выветрелости почвообразующих пород на процессы формирования почв в различных биоклиматических зонах / В. М. Фридланд // Почвоведение. – 1970. – № 12. – С. 5–16.
196. *Цись П. М.* Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 224 с.
197. *Черкинский А. Е.* Типы органопрофилей почв мира / А. Е. Черкинский, О. А. Чичагова // Глобальная география почв и факторы почвообразования. [отв. ред. Н. А. Караваева]. – Москва, 1975. – С. 164.

ДОДАТКИ

Додаток А

Валовий хімічний склад ініціальних рендзин, % від ваги безкарбонатного ґрунту

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Втрати при прожарю-ванні, %	Sio_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	SO_3	K_2O	Na_2O
Незмінена порода – елювій турон-сенонських відкладів крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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 крейдяного 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

Додаток Б

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

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Втрати при прожарю-ванні, %	Sio_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	R_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	SO_3	K_2O	Na_2O
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-сенонських 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-сенонських 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-сенонських 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

НАУКОВЕ ВИДАННЯ

Серія "ҐРУНТИ УКРАЇНИ"

СЕМАЩУК Роман Богданович
КИРИЛЬЧУК Андрій Андрійович

ІНІЦІАЛЬНЕ ҐРУНТОТВОРЕННЯ ТА РЕНДЗИННІ ҐРУНТИ ЗАХІДНОГО ПОДІЛЛЯ

Монографія

Редактор *Ірина Лоїк*
Технічний редактор *Світлана Сеник*
Комп'ютерне верстання *Любов Семенович*
Обкладинка *Владислав Грабар*

Формат $60\times90_{1/16}$. Умовн. друк. арк. 10,25.
Тираж 100 прим. Зам.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000.

Свідоцтво
про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК №3059 від 13.12.2007 р.