

Міністерство освіти і науки України
Національний університет водного господарства та
природокористування
Навчально-науковий інститут агроєкології та землеустрою
Кафедра агрохімії, ґрунтознавства та землеробства
ім. С. Т. Вознюка

05-02-300М

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до проведення практичних занять із навчальної дисципліни
«Біогеохімія ґрунтових процесів з основами еволюції ґрунтів»
для здобувачів вищої освіти другого (магістерського) рівня
за освітньо-науковою програмою «Агрохімія і ґрунтознавство»
спеціальності 201 «Агрономія»
денної (з елементами дуальної) форми навчання

Рекомендовано науково-
методичною радою з якості
ННІАЗ
Протокол № 5 від 14.11.2023 р.

Рівне – 2023

Методичні вказівки до проведення практичних занять із навчальної дисципліни «Біогеохімія ґрунтових процесів з основами еволюції ґрунтів» для здобувачів вищої освіти другого (магістерського) рівня за освітньо-науковою програмою «Агрохімія і ґрунтознавство» спеціальності 201 «Агрономія» денної (з елементами дуальної) форми навчання [Електронне видання] / Веремеєнко С. І., Володимирець В. О. – Рівне : НУВГП, 2023. – 56 с.

Укладачі: Веремеєнко С. І., д.с.-г.н., професор кафедри агрохімії, ґрунтознавства та землеробства ім. С.Т. Вознюка, Володимирець В. О., к.б.н., доцент кафедри агрохімії, ґрунтознавства та землеробства ім. С.Т. Вознюка.

Відповідальний за випуск: Колесник Т. М., к.с.-г.н., доцент, завідувач кафедри агрохімії, ґрунтознавства та землеробства ім. С.Т. Вознюка.

Керівник групи забезпечення ОНП:

Фурманець О. А., к.с.-г.н., доцент кафедри агрохімії, ґрунтознавства та землеробства ім. С.Т. Вознюка.

© С. І. Веремеєнко,
В. О. Володимирець, 2023
© Національний університет
водного господарства та
природокористування, 2023

З М І С Т

Вступ	4
Практичне заняття № 1. Аналіз хімічного складу та структури основних ґрунтоутворюючих порід і їхніх мінералів	5
Практичне заняття № 2. Елементний складу ґрунтів і його залежність від природних та антропогенних факторів	13
Практичне заняття № 3. Розрахунок кількісних показників міграції хімічних елементів	19
Практичне заняття № 4. Аналіз фізико-хімічних, хімічних і біологічних процесів вивітрювання гірських порід	23
Практичне заняття № 5. Аналіз впливу хімічного складу рослинних решток на процеси гумусоутворення	29
Практичне заняття № 6. Аналіз фізико-хімічних, хімічних і біохімічних процесів під час опідзолювання та вилуговування ґрунту	33
Практичне заняття № 7. Аналіз процесів перерозподілу солей під час первинного та вторинного засолення	36
Практичне заняття № 8. Методи датування віку ґрунтів	40
Практичне заняття № 9. Порівняльний аналіз ґрунтового покриву Східної Європи в голоцені	46
Практичне заняття № 10. Аналіз основних напрямків антропогенної еволюції ґрунтів	52

ВСТУП

«Біогеохімія ґрунтових процесів з основами еволюції ґрунтів» є однією із професійно-орієнтованих вибіркових навчальних дисциплін у підготовці фахівців із агрономії за освітньо-науковою програмою “Агрохімія і ґрунтознавство”. Вона вивчає теоретичні питання процесів функціонування та розвитку ґрунтових систем у тісному взаємозв’язку з різними абіотичними та біотичними факторами, їхній вплив на напрямки еволюції ґрунтів.

Метою викладання дисципліни “Біогеохімія ґрунтових процесів з основами еволюції ґрунтів” є пізнання біогеохімічної основи ґрунтових процесів, їхньої специфіки, залежності від різних факторів, розуміння еволюції ґрунтів як динаміки взаємопов’язаних процесів.

Основними завданнями вивчення навчальної дисципліни є:

- усвідомлення значення біогеохімічних знань для розуміння суті ґрунтових процесів;
- з’ясування особливостей елементного складу земної кори та ґрунту;
- розуміння закономірностей різних видів міграції хімічних елементів;
- знання участі живих організмів у біогенній міграції хімічних елементів;
- розуміння природи ґрунтоутворюючого процесу на основі фізико-хімічних і біологічних закономірностей;
- знання хімічної та біологічної природи основних ґрунтових процесів;
- з’ясування суті та причин еволюції ґрунтів;
- знання моделей і типів еволюції ґрунтів;
- з’ясування впливу антропогенного фактора на сучасну еволюцію ґрунтів.

Метою проведення практичних занять із дисципліни є набуття здобувачами вмій: аналізувати хімічний склад і структуру основних ґрунтоутворюючих порід, їхніх мінералів,

хімічний склад ґрунтів, розраховувати кількісні показники міграції елементів, оцінювати основні ґрунтові процеси на основі міграції хімічних елементів, аналізувати особливості методів датування віку ґрунтів, аналізувати особливості ґрунтового покриву Східної Європи в голоцені, аналізувати основні напрямки антропогенної еволюції ґрунтів та прогнозувати подальшу еволюцію ґрунтів в Україні.

Практичне заняття № 1

Тема: Аналіз хімічного складу та структури основних ґрунтоутворюючих порід і їхніх мінералів.

Мета заняття: проаналізувати мінералогічний і хімічний склад найбільш поширених ґрунтоутворюючих порід на території України.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Гірські породи – природні мінеральні агрегати, що складають земну кору. Назва «гірські породи» є умовною та поширюється на всі породи земної кори, незалежно від місця їхнього знаходження (гори, рівнини і т. ін.).

Гірські породи звичайно складаються з декількох мінералів (наприклад, граніт – із кварцу, польових шпатів, слюди та ін.), рідше – з одного мінералу (вапняк з кальциту). Тому розрізняють полімінеральні та мономінеральні гірські породи.

Нині відомо понад 1000 видів різних гірських порід. Важливу роль у біосфері відіграють ґрунтоутворюючі або материнські гірські породи, під якими розуміють поверхневі горизонти гірських порід, які є речовинною основою формування ґрунтів.

За походження гірські породи поділять на магматичні, осадові й метаморфічні. Магматичні породи утворюються в процесі охолодження гарячої рідкої маси або магми. Вона може застигати всередині земної кори (в цьому випадку утворюються глибинні або інтрузивні породи), або ж вилитись на земну

поверхню й тут охолоджуватись (у цьому випадку утворюються ефузивні породи). Магматичні породи мають внутрішню кристалічну структуру. Вони складають 96% літосфери, лише зрідка виступають як ґрунтоутворюючі породи (наприклад, у гірських системах Криму та Карпат). Осадові породи формуються на земній поверхні в процесі вивітрювання магматичних і метаморфічних порід і шляхом подальшого перевідкладення їхніх продуктів вивітрювання або з відкладень різних організмів. Вони поділяються на три групи: уламкові, хімічні та біогенні. Метаморфічні породи утворюються з осадових у глибоких шарах земної кори під впливом високих температур і високого тиску. До них належать гнейси, різні сланці (глинисті, слюдяні, кремнієві), мармури (утворені з вапняків), кварцити (утворені з піщаників).

Усі гірські породи за віком можна поділити на дві великі групи: давні (дочетвертинні) та четвертинні або сучасні пухкі породи континентального й морського походження.

Найбільш поширеними ґрунтоутворюючими породами є елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, льодовикові, водно-льодовикові, озерно-льодовикові, еолові та лесові відклади.

Елювіальні відклади (елювій) представляють собою різноманітні за складом продукти вивітрювання корінних гірських порід, які залишилися на місці свого утворення. Здебільшого ці породи поширені в гірських районах. Характерною ознакою цієї групи порід є грубозернистість і щебенюватість, що зростає зверху до низу ґрунтового профілю, значна потужність і поступовий перехід до невивітрених порід. В Україні найбільш поширений елювій твердих карбонатних порід у вигляді вапняків, крейди, доломітів, мергелю та безкарбонатних щільних порід у вигляді піщаників і магматичних порід. На елювії карбонатних порід формуються найродючіші ґрунти, а на глибокому елювії – щебенюваті або кам'янисті ґрунти.

Делювіальні відклади (делювій) представляють собою наноси, що нагромаджуються на схилах або біля підніжжя

височин і є продуктами вивітрювання гірських порід (глина, пісок, щебінь), змиті дощовими або талими водами з місця їхнього утворення. У місцях, де важко провести межу між делювієм та елювієм, їх об'єднують під загальною назвою – елювіально-делювіальні утворення.

Пролювіальні відклади (пролювій) формуються в результаті дії потужних, але короточасних потоків талих або зливових вод (селеві потоки). Вони широко розповсюджені в гірських і передгірних регіонах. Гранулометричний склад цих відкладів представлений відсортованими продуктами вивітрювання, включаючи й уламки кристалічних порід. У Передкарпатті та в Карпатах на таких відкладах формуються бурі лісові ґрунти.

Алювіальні відклади – представляють собою осад проточних вод або заплавні наноси, відкладені в процесі розливу рік. До них належать відклади на дні проточних озер і дельтові відклади. Виділяють такі типи алювію: русловий, заплавний, старицевий. На алювіальних відкладах формуються різноманітні ґрунти, яким властива висока родючість.

Льодовикові відклади (морена) – продукти вивітрювання різних порід, які переміщені або перевідкладені льодовиками. Ці відклади утворені з неоднорідного матеріалу, мають переважно суглинковий склад із домішками валунів, гальки та гранітних пісків. У більшості випадків вони кислі, багаті на кварц, однак, трапляються й карбонатні морени. На цих породах формуються, як правило, підзолисті та дерново-підзолисті ґрунти. В Україні вони залягають невеликими островами на підвищених елементах рельєфу Полісся. Великі площі ці відклади займають на півночі європейської частини Росії та в Західному Сибіру.

Водно-льодовикові (флювіогляціальні) відклади, пов'язані з великими льодовиковими потоками. На відміну від льодовикових відкладів, вони характеризуються відсутністю валунів і безкарбонатністю. За гранулометричним складом ці відклади піщані, з домішками гальки, бідні на гумус і поживні речовини. На них часто формуються підзолисті та дерново-

підзолисті ґрунти. Водно-льодовикові відклади займають велику територію в тайгово-лісовій зоні європейської частини Росії, в Білорусі, Польщі, Прибалтиці. В Україні вони займають 10,5% території держави.

Озерно-льодовикові відклади утворилися на місці прильодовикових озер, які виникли в різних котловинах і виїмках, переагліблених льодовиком. На поверхні ці відклади складаються здебільшого із дрібнопіщаних, грубопилуватих суглинків і глини. Глини утворюють різні нашарування у вигляді тонких «стрічок», через що ці відклади іноді називають «стрічковими глинами».

Еолові відклади утворюються за рахунок діяльності вітру шляхом розвіювання й акумуляції дрібнозему. В сухих пустельних районах вони представляють пагорбові та барханні піски, а в районах помірного клімату – дюни на берегах морів та в долинах річок.

Леси та лесоподібні суглинки вважають найбільш поширеними ґрунтоутворюючими породами, які покривають межиріччя та давні тераси. Лес представляє собою однорідну тонкозернисту, здебільшого нешарувату гірську породу. Переважно він утворений із найдрібніших зерен кварцу, польових шпатів та карбонатів (приблизно 20%), містить гідроксиди заліза, слюди й інші мінерали. Його колір – сіро-жовтий (палевий), іноді бурий або червонувато-бурий. Він характеризується великою шпаруватістю (48-50%) і водопроникністю, за надмірного зволоження нерівномірно ущільнюється, просідає. На лесі утворюються найродючіші ґрунти – чорноземи, каштанові, сіроземи та ін.

Лесоподібні суглинки – карбонатна глиниста порода з великим вмістом піску (до 40%), яка подібно до лесу, має велику шпаруватість. Здебільшого вони залягають у понижених ділянках рельєфу, часто мають шарувату будову, містять рештки рослин і прісноводних молюсків. На Україні вони поширені на Поліссі, в Лісостепу та в Степу. На них, як і на лесах, утворюються найродючіші ґрунти.

Глини різного походження також часто є ґрунтоутворюючими породами. Здебільшого вони поширені на схилах балок, терас, у долинах річок. Найпоширенішими в Україні є червоно-білі, строкаті, балтські, тортонські, майкопські, сарматські, карбонові, пермотріасові, каолінові глини (вони трапляються в районах Полісся, Лісостепу та Степу серед виходів кристалічних порід).

Первинні мінерали є залишковим матеріалом після руйнування й вивітрювання магматичних порід. Вони представлені відносно крупними піщаними й гравійними частинками, мають жорстку нерухому кристалічну решітку, практично не володіють вологоємністю, фізико-хімічною поглинальною здатністю, не набухають. Склад первинних мінералів мало залежить від особливостей ґрунтоутворюючого процесу, а в основному – від особливостей материнської породи.

Найбільш розповсюдженими первинними матеріалами в породах і ґрунтах є кварц (SiO_2), польові шпати, зокрема, ортоклаз, амфіболи, піроксени й слюди. Кварц і польові шпати крупнозернисті тому, що їхнє вивітрювання відбувається повільно. Амфіболи, піроксени, слюди легко вивітрюються. Стійкість до вивітрювання визначається природою мінералів, їхньою кристалічною структурою. Первинні мінерали володіють структурами іонного типу. Іони в кристалах мінералів розташовані у вигляді геометрично правильної просторової решітки, що називається кристалічною, специфічною для кожного мінералу. Взаємне розміщення катіонів та аніонів у кристалічній решітці обумовлюється їхніми об'ємами або радіусами. Кількість іонів протилежного знаку, що оточують даний іон, називається координаційним числом. Чим більший радіус іона, тим більше навколо нього може розміститися протилежно заряджених іонів, без взаємного контакту. Координаційне число визначає форму оточення або координацію навколо іона, а отже, і основний елемент структури. Конструкція трикутника має координаційне

число 3, тетраедра – 4, октаедра – 6, куба – 8. Сполучаючись між собою.

Кварц – найбільш розповсюджений мінерал земної кори. Він міститься у вивержених, метаморфічних й осадових породах. Кристалохімічна структура кварцу – кремній (кисневий тетраедр), який із іншими з'єднується в суцільний каркас. Така структура кварцу зумовлює його високу стійкість до процесів вивітрювання.

Польові шпати утворюють групу розповсюджених мінералів. Їхня кристалічна структура представляє собою складний каркас, утворений тетраедрами з іонами кремнію й алюмінію, розташованими всередині.

Слюди складають приблизно 4% літосфери. Вони володіють шаруватою кристалічною структурою: в них плоскі шари тетраедрів звернені вершинами один до одного та зв'язані з іонами алюмінію.

Піроксени й амфіболи розповсюджені в магматичних і метаморфічних породах (приблизно 16% літосфери). Їхня кристалічна структура представляє собою ланцюжки тетраедрів.

Олівіни в значній кількості містяться в ультраосновних і частково в основних магматичних породах. Кристалічна структура їх характеризується ізольованими тетраедрами, які з'єднуються іонами заліза та магнію. Слюди й олівіни дуже нестійкі та швидко руйнуються.

Від кількості первинних мінералів залежать агрофізичні властивості ґрунтів. Вони є резервним джерелом елементів живлення рослин; від їхньої кількості залежить формування вторинних мінералів.

У процесі вивітрювання частина первинних мінералів повністю руйнується, а частина – перетворюється на нові вторинні (гіпергенні) мінерали.

Загальними властивостями вторинних мінералів є їхня висока дискретність, аморфна або прихована кристалічна структура, значна частина їх знаходиться в колоїдно-дисперсному стані. Багато вторинних мінералів, на відміну від

первинних, володіють рухливою кристалічною решіткою, колоїдними властивостями, розвиненою поглинальною здатністю, можливістю адсорбувати (поглинати) воду й набухати. Ці особливості передаються ґрунтам. Серед вторинних мінералів за хімічною природою розрізняють: прості солі, гідроксиди й оксиди та глинисті мінерали.

Мінерали простих солей утворюються в процесі вивітрюванні первинних мінералів, а також внаслідок ґрунтоутворюючого процесу. До таких солей належать: кальцит (CaCO_3), магнезит (MgCO_3), доломіт ($\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), галіт (NaCl), мірабіліт ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), фосфати та ін. Ці мінерали здатні накопичуватись у ґрунті у великих кількостях в умовах сухого клімату, зумовлюючи засолення ґрунтів.

Мінерали гідроксидів і оксидів – це гідроксиди кремнію, заліза, алюмінію, марганцю, що перетворилися в аморфні форми в процесі вивітрюванні первинних мінералів. Внаслідок дегідратації й кристалізації вони перетворюються в кристалічні оксиди та гідроксиди (халцедон, кварц).

Глинисті мінерали є вторинними алюмосилікатами із загальною хімічною формулою $m\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ і характерним співвідношенням $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, що змінюється від 2 до 5. Глинисті мінерали утворюються в результаті синтезу з простих продуктів вивітрювання первинних мінералів шляхом поступової їхньої зміни в процесі гіпергенезу. Найбільш поширеними в ґрунтах є мінерали групи каолініту, монтморилоніту, гідрослюди, хлоритів, змішано-шарових мінералів.

Мінерали каолінової групи (каолініт, галуазит) мають найменше співвідношення SiO_2 до $\text{Al}_2\text{O}_3 = 2$, у ґрунтах зустрічаються в малій кількості. Кристалічна решітка в них двошарова з постійною відстанню між пакетами.

До мінералів монтморилонітової групи належать монтморилоніт, нонтроніт, бейделіт. Співвідношення SiO_2 до $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4$, кристалічна решітка – тришарова, рухома, нижній і верхній шари представлені тетраедрами. Ці мінерали у

вологому стані сильно набухають, а в сухому – стискуються (в цьому випадку ґрунт ущільнюється й розтріскується), володіють значною дисперсністю.

Гідрослюди (гідромусковіт, гідробіотит) є джерелом калію в ґрунтах. Його вміст у гідрослюдах сягає 6-7%. Гідрослюди належать до тришарових мінералів, зв'язок між пакетами міцний, кристалічна структура займає перехідне положення між слюдою й монтморилонітом.

Хлориди належать до чотиришарових мінералів. За походженням вони можуть бути як первинними, так і вторинними, мають кристалічну решітку, що не набухає; містять залізо, магній.

Одні й ті ж глинисті мінерали можна знайти в різних типах ґрунтів і різні мінерали – в одному й тому ж типі.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із різноманітністю ґрунтоутворюючих порід і їхньою класифікацією.
2. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати основні групи ґрунтоутворюючих порід у різних природних зонах України.
3. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати мінералогічний склад різних груп ґрунтоутворюючих порід і хімічний склад мінералів, які входять до складу цих порід.
4. Результати узагальнити у вигляді таблиці:

Гірська порода	Основні складові мінерали	Хімічний склад мінералу	Масова частка хімічного елемента в складі мінералу, %
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>

5. Зробити висновок про елементний склад різних ґрунтоутворюючих порід.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про гірську породу, класифікація гірських порід.
2. Мінерали як складові компоненти гірської породи, їхня різноманітність.
3. Хімічна класифікація мінералів.
4. Грунтоутворюючі гірські породи як речовинна основа ґрунту.
5. Грунтоутворюючі породи в різних природних зонах України.
6. Хімічні особливості основних ґрунтоутворюючих порід.

Інформаційні ресурси:

Гірські породи. URL: <https://caves.in.ua/reference/rocks.php>.

Гірські породи. URL:

https://elib.lntu.edu.ua/sites/default/files/elib_upload/HTML/page7.html.

Класифікація мінералів. URL:

https://uk.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%BB%D0%B0%D1%81%D0%B8%D1%84%D1%96%D0%BA%D0%B0%D1%86%D1%96%D1%8F_%D0%BC%D1%96%D0%BD%D0%B5%D1%80%D0%B0%D0%BB%D1%96%D0%B2.

Мінерали. URL:

https://elib.lntu.edu.ua/sites/default/files/elib_upload/HTML/page6.html.

Мінерали. URL: chrome-

extension://efaidnbmnnnibpcjpcglclefindmkaj/https://kegt.rshu.edu.ua/images/dustan/gucl4.pdf.

Основні ґрунтоутворюючі породи. URL:

<https://studfile.net/preview/5342226/page:6/>.

Практичне заняття № 2

Тема: Елементний складу ґрунтів і його залежність від природних та антропогенних факторів.

Мета заняття: з'ясувати закономірності елементного складу різних типів і видів ґрунтів та його залежність від природних і антропогенних факторів.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Елементний склад ґрунту відображає склад і кількісне співвідношення хімічних елементів у ґрунтовому субстраті. Він є основною хімічною характеристикою ґрунту, що дозволяє зрозуміти його властивості, генезис та рівень родючості.

У складі ґрунту містяться майже всі елементи періодичної системи Д.І. Менделєєва. За вмістом елементів та їхнім кількісним співвідношенням ґрунти відрізняються від живих організмів, мінералів і гірських порід. У ґрунтах майже всі елементи є обов'язковими й необхідними. Ґрунти містять багато кисню, вуглецю та кремнію, що свідчить про визначальну роль двох факторів ґрунтоутворення – живих організмів і ґрунтоутворюючих порід. Особливістю елементного складу є велика варіація концентрацій різних елементів. Як у літосфері, так і в ґрунті майже половина припадає на кисень. Вміст деяких інших елементів у ґрунтах (в %) в середньому складає: Si – 26-44; Ti – 0,2-0,5; Al – 1-14; Mn – 0,01-0,3; Fe – 0,5-12; C_{орг} – 0,5-4; Ca – 0,5-5; N – 0,05-0,2; K – 0,2-3; P – 0,02-0,1; Na – 0,2-2; S – 0,02-0,2; Mg – 0,1-2; H – 0,04-0,2. Елементний склад ґрунтів залежить від механічного складу, типу ґрунту та властивостей хімічного елемента. Наприклад, у легких ґрунтах великою є концентрація кремнію (основна сполука SiO₂). Багато вуглецю міститься у ґрунтах, які сформувалися на карбонатних породах. У червоноземах спостерігається знижений вміст кремнію й підвищений алюмінію та заліза. Біогенні елементи (C, N, P, S) накопичуються в ґрунті з гумусом, елементи ґрунтового скелету (Si, Al, Fe, Mg, K, Na) успадковуються від ґрунтоутворюючої породи.

За вмістом у ґрунті елементи поділяються на: макроелементи: Si і O, вміст яких сумарно складає 80-90%, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, вміст яких від десятих долей до декількох

відсотків; мікроелементи, вміст яких складає 0,01-0,001% (Ti, N, P, S, H); ультрамікроелементи, вміст яких складає від $n \times 10^{-4}$ до $10^{-10}\%$ (Ba, Sr, B, Rb, Cu, V, Cr, Ni, Co, Li, Mo, Cs, Se та інші).

Вміст кремнію визначається в основному присутністю в ґрунті кварцу, в меншій мірі – первинних і вторинних силікатів та алюмосилікатів. У ряді випадків може бути присутнім, у тому числі й у великих кількостях, аморфний кремнезем у вигляді опалу або халцедону, генезис і накопичення яких у ґрунті пов'язані з біогенними (опалові фітолітарії, спікули губок, кістяки діатомей і т.п.) або гідрогенними (окремніння ґрунтів) процесами. Валовий вміст SiO_2 у ґрунті коливається від 40-70% у глинистих ґрунтах до 90-98% у піщаних, тоді як у фералітних ґрунтах тропіків він може бути й набагато нижчим.

Вміст алюмінію в ґрунтах зумовлений в основному присутністю польових шпатів, глинистих мінералів і почасти деяких інших, багатих на алюміній, первинних мінералів, наприклад, слюд, епідотів, гранату, корунду. Він може бути присутнім і у вільному глиноземі, у вигляді різноманітних гідроксидів алюмінію (діаспор, беміту, гідраргаліту) в аморфній або кристалічній формі. Валовий вміст Al_2O_3 в ґрунтах зазвичай коливається від 1-2 до 15-20%, а в фералітних ґрунтах тропіків і бокситах може перевищувати 40%.

Залізо присутнє в ґрунтах у складі як первинних, так і вторинних мінералів, будучи компонентом магнетиту, гематиту, титаномангнетиту, глауконіту, рогових обманок, піроксенів, біотиту, хлоридів, глинистих мінералів, мінералів групи оксидів заліза. Багато в ґрунтах міститься й аморфних сполук заліза, особливо різноманітних гідроксидів (гетит, гідрогетит і ін.). Загальний вміст у ґрунті Fe_2O_3 коливається в дуже широких межах (у %): від 0,5-1,0 у кварцово-піщаних ґрунтах і 3-5 у ґрунтах на лесах, до 8-10 у ґрунтах на елювії щільних феромагнетизальних порід, до 20-50 у фералітних ґрунтах і латеритах тропіків. У ґрунтах також часто спостерігаються залізисті конкреції та прошарки.

Вміст кальцію в безкарбонатних суглинистих ґрунтах складає 1-3% і визначається в основному присутністю

глинистих мінералів тонкодисперсних фракцій, а також гумусом і органічними залишками, у зв'язку з цим спостерігається тенденція до біогенного збагачення кальцієм верхньої орґано-акумулятивної частини профілю. Однак, у ряді випадків його підвищений валовий вміст може бути зумовлений присутністю у великих фракціях уламків карбонатних порід і первинних мінералів, кальцієвмісних мінералів (кальциту, гіпсу, основних плагіоклазів та ін.). У ґрунтах сухостепової й аридної зон підвищений валовий вміст кальцію може бути зумовлений утворенням і накопиченням вторинного кальциту або гіпсу в процесі ґрунтоутворення. Багато кальцію може акумулюватись у ґрунті гідрогенним шляхом, аж до утворення вапнякових або гіпсових кірок.

Валовий вміст маґнію в ґрунті здебільшого такий як і вміст кальцію й зумовлений головним чином присутністю глинистих мінералів, особливо монтморилоніту, вермикуліту, хлориду. В крупних фракціях маґній міститься в уламках доломітів, олівіні, рогових обманках, піроксенах; у ґрунтах аридної зони багато маґнію акумулюється під час засолення ґрунтів у вигляді хлоридів і сульфатів.

Валовий вміст у ґрунті Na_2O складає приблизно 1-3%. У ґрунті натрій присутній у складі первинних мінералів, переважно в натрієвмісних польових шпатах. Вміст Na_2O в окремих складових крупних фракціях може досягати 5-6%, тоді як у мулистій фракції не перевищує 0,5-1%. У засолених ґрунтах сухостепової й аридної зон у значних кількостях він може бути присутнім у вигляді хлоридів або входити в поглинальний комплекс ґрунтів, внаслідок чого вміст Na_2O у цьому випадку зростає до декількох відсотків. У ґрунті дефіциту цього елемента звичайно не спостерігається; присутність натрію в підвищених кількостях у складі рухливих сполук зумовлює формування несприятливих фізичних і хімічних властивостей ґрунту.

Як і вуглець, азот майже цілком пов'язаний у ґрунті з його орґанічною частиною – гумусом і складає 1/10-1/20 від вмісту вуглецю. Незважаючи на невелику кількість (не більш 0,3-0,4,

часто 0,1 і менше відсотка), азот відіграє надзвичайно важливу роль у родючості ґрунтів, тому що він життєво необхідний рослинам, для яких він доступний тільки у формі нітратного й амонійного іонів. Більшість культурних ґрунтів потребує систематичного внесення цього елемента. В природних умовах поповнення в ґрунті резервів азоту в доступних для рослин формах здійснюється азотфіксуючими бактеріями.

Валовий вміст мікроелементів переважно пов'язаний із вмістом у ґрунті первинних мінералів, частково – глинистих мінералів і органічної речовини. Спостерігається така приуроченість найважливіших мікроелементів і розсіяних елементів до первинних мінералів: Ni, Co, Zn – авгіт, біотит, ільменіт, магнетит, рогова обманка; Cu – авгіт, апатит, біотит, гранати, калієві польові шпати, плагіоклази; V – авгіт, біотит, ільменіт, мусковіт, рогова обманка, сфен; Pb – авгіт, апатит, біотит, калієві польові шпати, мусковіт; Li – авгіт, біотит, рогова обманка, турмалін; B – турмалін; Zr – циркон; рідкоземельні елементи – епідот, монацит. Носіями мікроелементів і розсіяних елементів у крупних фракціях ґрунтів можуть бути також зерна кварцу й уламків порід, які містять кварц, тому що в них нерідко зустрічаються субмікроскопічні вкраплення перерахованих первинних мінералів.

За геохімічною спорідненістю хімічні елементи поділяють на такі групи: 1) літофільні елементи, що споріднені до кисню і в умовах біосфери утворюють мінерали типу оксидів, гідроксидів, солей кисневмістних кислот (Si, Ti, S, P, F, Cl, Al, Se, Na, K, Ca, Mg та інші), всього 54 елементи; 2) халькофільні, що схильні утворювати сполуки з сіркою (Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, Mn, Fe); 3) сидерофільні елементи, які розчиняються в залізних сплавах і дають сплави з залізом (Fe, Co, P, C, Pt, Au, Sn, Mo та інші); 4) атмофільні елементи – це елементи земної атмосфери (H, N, C, O, Ne, Ar, Kr, Xe, Cl, Br, I); 5) біофільні елементи (C, H, O, N, P, S, Cl, I, B, Ca, Mg, K, Na, V, Mn, Fe, Cu).

Хімічний склад ґрунтів впливає на їхню родючість як безпосередньо, так і визначаючи ті або інші властивості ґрунту,

що мають вирішальне значення в житті рослин. Із одного боку, це може бути дефіцит певних елементів живлення рослин, наприклад, фосфору, азоту, калію, заліза, деяких мікроелементів; з іншого – токсичний для рослин надлишок, як у випадку засолення ґрунтів.

У процесі ґрунтоутворення відбуваються дуже істотні перетворення хімічного складу вихідних материнських порід, які пов'язані з цілою серією загальних ґрунтових процесів: перехід хімічних елементів із одних сполук в інші внаслідок перетворення мінералів; надходження елементів із атмосфери з опадами й імпульверизацією; винос елементів низхідним рухом води в ґрунтові води і в подальшому в гідрографічну мережу, у кінцевому підсумку – в океан; привнесення елементів із ґрунтовими водами; циклічне залучення елемента в біологічний кругообіг. Тому профіль ґрунтів завжди певною мірою диференційований за хімічним складом.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати загальний елементний склад ґрунту, порівняти його з таким для земної кори.
2. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із класифікацією хімічних елементів за їхнім умістом у ґрунтовому субстраті.
3. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати шляхи потрапляння хімічних елементів у ґрунт.
4. Проаналізувати, як різні природні та антропічні фактори можуть змінювати існуючий елементний склад ґрунту.
5. Використовуючи довідкові дані, порівняти між собою елементний склад ґрунтів різних природних зон України.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про елементний склад ґрунту.
2. Кларк хімічного елемента.
3. Елементний склад ґрунту, його особливості в різних природних зонах.

4. Класифікація хімічних елементів за їхнім умістом у ґрунті.

5. Залежність вмісту хімічних елементів у ґрунтовому середовищі від різних факторів.

Інформаційні ресурси:

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Семененко Н. П. Геохимия сфер Земли. Киев : Наук. думка, 1983.

Хімічний склад ґрунту. URL: chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcgiclfefindmkaj/http://www.tsatu.edu.ua/ros1/wp-content/uploads/sites/20/lekcija-9-himichnyj-sklad-hruntu.pdf.

Хімічний склад ґрунтів. Хімічні елементи та їх сполуки у ґрунтах. URL: https://geoknigi.com/book_view.php?id=701.

Практичне заняття № 3

Тема: Розрахунок кількісних показників міграції хімічних елементів.

Мета заняття: Засвоїти методику розрахунку показників, які характеризують міграцію хімічних елементів.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Міграція хімічних елементів представляє собою їхній рух, поширення, переміщення в складі різноманітних форм під впливом факторів різної природи. Міграція елементів визначає динаміку геохімічних і біогеохімічних процесів та проявляється в безперервному й переривчастому русі мас речовин в оболонках Землі.

Особливості міграції хімічних елементів, насамперед, визначаються їхнім кларком. Одночасно на міграцію впливає значне число різних факторів. О. Ферсман запропонував виділяти внутрішні та зовнішні фактори міграції. Перші

фактори пов'язані з властивостями атомів і утворюваних ними сполук, другі – визначаються фізико-хімічними умовами того середовища, де відбувається міграція.

До внутрішніх факторів міграції потрібно віднести: термічні властивості простих речовин і сполук елементів, їхня леткість або тугоплавкість; хімічні властивості сполук елементів; енергетичні властивості іонів елементів, які визначаються їхніми кристалохімічними параметрами; гравітаційні властивості – атомна маса та питома густина сполук елементів; радіоактивні властивості.

Основними зовнішніми факторами є: температурний режим; тиск; концентрація речовин; ступінь іонізації розчинів; реакція середовища; окисно-відновний потенціал; прояв поверхневих сил; прояв рівноваги фаз; вплив живих організмів.

В геохімічних системах виділяють екстенсивні параметри, що характеризуються адитивними властивостями й залежать від розмірів системи та маси елементів (наприклад, об'єм, маса, ентропія) й інтенсивні параметри, що не володіють адитивними властивостями та не залежать від розміру системи (наприклад, сила, тиск, температура, хімічний потенціал). Тому міграцію елементів можна виразити через добуток екстенсивних та інтенсивних параметрів.

Якщо на вміст хімічного елемента в системі впливає велике число рівноймовірнісних випадкових причин, то його розподіл відображається нормальним законом, графічним вираженням якого є крива Гауса (більш-менш симетрична дзвоноподібна крива). Однак, досить часто розподіл хімічних елементів підпорядковується логнормальному закону, коли нормальний розподіл характерний не для самої величини, а для її логарифма.

Широке поширення отримав також метод характеристики міграції за допомогою спеціальних коефіцієнтів, зокрема, кларк концентрації та кларк розсіювання. Кларк концентрації (K_K) був запропонований В. Вернадським. Він представляє собою відношення вмісту елемента в даній системі до його кларка в земній корі. Під час його розрахунку беруть за основу середнє

арифметичне (у випадку нормального закону) або середнє геометричне (за логнормального розподілу) вмісту елемента в системі. Кларк розсіювання (K_p) – це обернена до кларка концентрації величина, тобто відношення кларка елемента в земній корі до його вмісту в даній системі.

Для оцінки здатності організмів нагромаджувати хімічні елементи введено коефіцієнт біологічного поглинання (K_n). Він показує в скільки разів уміст конкретного елемента в золі організму (w_b) більший за його вміст у середовищі існування (w_i)

$$K_n = w_b/w_i .$$

Якщо $K_n > 1$, то вміст елемента в золі організму більший, ніж у середовищі існування, тобто елемент концентрується організмом. Якщо $K_n < 1$, то організм тільки захоплює елемент. Встановлено також, що організми вибірково поглинають не лише атоми елементів, але й здатні розрізняти ізотопи елементів, віддаючи перевагу більш легким.

Поглинання хімічних елементів рослинами обумовлене не тільки їхніми біологічними особливостями та геохімічним середовищем, але й властивостями хімічних елементів, які поглинаються. Хімічний склад ґрунтових розчинів, концентрація в них елементів багато в чому залежать від властивостей самих елементів: їхньої валентності, атомної маси, іонного радіуса. Чим менше значення цих показників, тим вища розчинність сполук елемента. За однакової валентності краще розчиняються ті сполуки елемента, що мають меншу атомну масу й менший іонний радіус.

Специфічним показником техногенної міграції є технофільність. Адже маси елементів, які добуваються людиною, далеко не однакові, так само як і неоднаковий їхній уміст у земній корі. Відношення щорічного видобутку елемента (m_E) до його кларку в земній корі ($w(E)$) одержало назву технофільність (T)

$$T = m_E/w(E) .$$

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із поняттям міграції хімічних елементів та особливостями різних видів міграції.
2. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати роль у міграції елементів внутрішніх і зовнішніх факторів.
3. Використовуючи інформаційні джерела, проаналізувати роль ґрунтового середовища в міграції різних хімічних елементів.
4. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із основними показниками, що характеризують міграцію хімічних елементів, засвоїти методикау їхнього розрахунку.
5. Для запропонованих хімічних елементів і вихідних даних розрахувати кларк концентрації (K_K), кларк розсіювання (K_P), коефіцієнт біологічного поглинання ($K_{П}$) і технофільність (T):

Хімічний елемент	Кларк (вміст) елемента в земній корі ($w(E)$)	Кларк (вміст) елемента в ґрунті (w_i)	Кларк (вміст) елемента в золі організму (w_b)	Щорічний видобуток елемента (m_E), т
1	2	3	4	5
Залізо (Ферум)	4,65	1,53	0,74	$3,1 \cdot 10^8$
Марганець (Манган)	0,12	0,48	0,86	$6,0 \cdot 10^6$
Мідь (Купрум)	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,28	1,8	$5,4 \cdot 10^6$
Алюміній	8,05	6,4	0,74	$2,4 \cdot 10^7$
Калій	2,5	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$0,34 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^5$
Магній	1,87	$0,31 \cdot 10^{-2}$	0,17	$6,2 \cdot 10^3$
Натрій	2,5	3,71	1,4	$5,9 \cdot 10^3$

6. На основі отриманих даних зробити відповідні висновки про міграцію конкретного елемента.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про міграцію хімічних елементів, її види.

2. Внутрішні та зовнішні фактори міграції хімічних елементів.
3. Форми міграції хімічних елементів.
4. Характеристика механічної та фізико-хімічної міграції елементів.
5. Характеристика біогенної міграції.
6. Техногенна міграція елементів.

Інформаційні ресурси:

Білоніжка П. Геохімія біосфери. Львів : ЛНУ ім. Ів. Франка, 2018.

Гуцько С. О. Конспект лекцій з дисципліни «Основи біогеохімії». Кам'янське, 2020.

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Семененко Н. П. Геохимия сфер Земли. Киев : Наук. думка, 1983.

Танащук Л. І. Курс лекцій з дисципліни “Біогеохімія”. Київ : НУХТ 2005.

Міграція хімічних речовин. URL: <https://sites.google.com/view/geochemistryoftheenvironment>.

Біогенна міграція хімічних елементів і біогеохімічні принципи. URL: <http://ibib.ltd.ua/iii-biogennaya-migratsiya-himicheskikh-24603.html>.

Техногенез і техногенна міграція елементів. URL: <http://um.co.ua/13/13-1/13-17678.html>.

Практичне заняття № 4

Тема: Аналіз фізико-хімічних, хімічних і біологічних процесів вивітрювання гірських порід.

Мета заняття: З'ясувати особливості основних процесів під час вивітрювання гірських порід.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Ґрунт формується на продуктах вивітрювання гірських

порід, які є важливим фактором ґрунтоутворення. Для розуміння ґрунтоутворення необхідні чіткі уявлення про процеси перетворення гірських порід і мінералів на поверхні літосфери.

Процес руйнування та зміни корінних порід називають вивітрюванням або гіпергенезом. Вивітрювання включає сукупність складних і різноманітних процесів, кількісних і якісних змін гірських порід. Воно супроводжується механічним руйнуванням та хімічною зміною гірських порід і мінералів. У результаті вивітрювання часто утворюються інші породи та синтезуються нові мінерали.

Зовнішні горизонти гірських порід, де відбуваються процеси вивітрювання, називають корою вивітрювання. Виділяють дві зони: зону поверхневого або сучасного та зону глибинного або вікового вивітрювання. Потужність кори вивітрювання варіює від кількох сантиметрів до 2-10 м і зростає в напрямку до екватора.

Вивітрювання – комплексний процес, але для зручності аналізу виділяють три взаємопов'язані його форми: фізичну (фізичне вивітрювання), хімічну (хімічне вивітрювання), біологічну (біологічне вивітрювання).

Фізичне вивітрювання полягає в механічному подрібненні гірських порід і мінералів без зміни їхнього хімічного складу. Ця форма вивітрювання пов'язана з фізико-механічними факторами впливу: зменшенням тиску після виходу породи на поверхню; бічним тиском на уламок породи, що зумовлений адсорбованою водою, льодом, корінням рослин і кристалами солей; коливаннями температури й різницею коефіцієнтів лінійного розширення мінералів, які входять до складу певної породи; руйнівною діяльністю водних потоків, льодовиків, які переміщуються, зсувів, вітру.

Фізичне вивітрювання прискорюється за наявності води, яка, потрапляючи в тріщини гірських порід, створює

капілярний тиск (у тріщинах розміром 1 мкм тиск складає 1500 кг/см²). Ще більшою є руйнівна сила води під час замерзання, коли вона розширюється на одну десяту об'єму й створює тиск на стінки порід 890 кг/см² і більше.

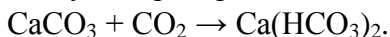
Унаслідок фізичного вивітрювання гірська порода набуває нових властивостей. Вона пропускає крізь себе повітря, воду та здатна затримувати певну їх кількість. Також значно збільшується загальна поверхня уламків одиниці об'єму даної породи, що сприяє інтенсифікації хімічних процесів. Хімічний склад породи в процесі фізичного вивітрювання не змінюється.

Хімічне вивітрювання представляє собою процес хімічного руйнування гірських порід і мінералів, який супроводжується утворенням нових мінералів. Найінтенсивніше хімічно змінюються магматичні породи, що утворились за нестачі води та кисню. Агентами хімічного вивітрювання насамперед є вода, кисень і вуглекислий газ. Підвищення температури реакцій на 10°C прискорює їхнє протікання в 2-2,5 рази. Під час хімічного вивітрювання передусім відбуваються такі процеси: розчинення у воді мінеральних сполук, їхній гідроліз, окиснення-відновлення, карбонатизація, коагуляція тощо.

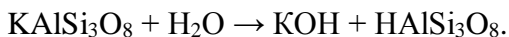
Вода є універсальним розчинником на нашій планеті. Розчинення мінералів водою прискорюється з підвищенням температури й насиченням її вуглекислим газом, яке супроводжується підкисненням середовища. За таких умов хімічне вивітрювання відбувається значно швидше. Цим пояснюється неоднакова потужність кори вивітрювання в різних широтах земної кулі. Руйнування гірських порід у субтропічному й тропічному поясах відбувається в кілька разів швидше, ніж у помірному й полярному.

Розчинення гірських порід і мінералів водою (особливо, якщо вона містить значну кількість вуглекислого газу та інших речовин) широко розповсюджене в природі. Так, за

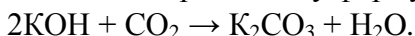
температури 25°C в 1 л води розчиняється 0,0145 г кальциту, а за наявності у воді CO₂ розчинність його різко зростає через перехід карбонату в гідрокарбонат:



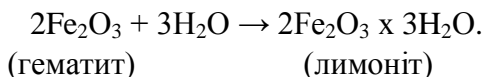
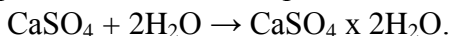
У процесах хімічного вивітрювання велике значення має гідроліз – хімічна реакція води з мінералами. Гідроліз призводить до заміщення катіонів лужних і лужноземельних металів кристалічної решітки на іони водню дисоційованих молекул H₂O. Наприклад, гідроліз ортоклазу відбувається за такою схемою:



Утворення KOH зумовлює лужну реакцію розчину, за якої відбувається подальше руйнування кристалічної ґратки з вивільненням частини кремнезему й утворенням каолініту. KOH за наявності CO₂ переходить у форму карбонату:



Гідратація – хімічний процес приєднання води до молекулярної основи мінералів, як правило також відбувається під час вивітрювання осадових порід, які містять ангідрид. У процесі гідратації ангідридів об'єм породи збільшується на 50-60%, а їхня розчинність значно зростає:



Такі процеси спостерігаються в тропіках, у зоні підзолистих ґрунтів. Гідратація найчастіше відбувається в більш складних за будовою мінералах – силікатах і алюмосилікатах.

Окиснення – реакція, що доволі поширена в зоні вивітрювання. Окиснюється значна кількість мінералів, які містять елементи з нижчим ступенем окиснення, зокрема, залізо. Так, у процесі окиснення піриту поряд із сульфатами й гідратами оксидів заліза утворюється сульфатна кислота, що бере участь у новоутворенні інших мінералів. У процесі окиснення змінюється початкове забарвлення гірських порід, з’являються жовті, бурі та червоні відтінки.

Відновлення протікає за повної відсутності кисню (анаеробіозису), наявності специфічної мікрофлори та енергетичного матеріалу у вигляді органічних речовин.

Постійна наявність у розчинах карбонатної кислоти зумовлює карбонатизацію – утворення карбонатів.

Навіть неповний перелік хімічних реакцій на поверхні уламків гірських порід і мінералів свідчить, що в результаті хімічного вивітрювання змінюється хімічний склад мінералів і руйнується їхня кристалічна решітка. Порода збагачується вторинними мінералами та набуває таких властивостей, як в’язкість, пластичність, вологоємність, вбирна здатність та інших.

Біологічне вивітрювання проявляється в механічному руйнуванні та зміні хімічного складу гірських порід під впливом живих організмів і продуктів їхньої життєдіяльності. Ця форма вивітрювання зумовлюється такими процесами: засвоєння рослинами й мікроорганізмами елементів мінерального живлення; наявністю хімічних сполук, які синтезувалися прижиттєво й після смерті організмів (кислоти, гумус, мінеральні солі тощо); реакціями окиснення й відновлення з участю мікроорганізмів.

Процеси біологічного вивітрювання здійснюють практично всі представники багатьох груп живих організмів у всій товщі кори вивітрювання. В природі майже відсутні абіотичні (безжиттєві) процеси механічного й хімічного

вивітрювання в чистому вигляді. Одним із процесів біологічного руйнування є процес засвоєння корневими волосками рослин мінеральних компонентів, які входять до кристалічної решітки мінералів. Водень, який рослини виділяють у навколишнє середовище, входить до кристалічної решітки мінералу та руйнує її. Крім того, корені рослин і мікроорганізми виділяють у навколишнє середовище вуглекислий газ і різноманітні кислоти (щавлеву, оцтову, яблучну та інші), які руйнують мінерали.

Ґрунти та гірські породи населені багатьма групами мікроорганізмів, які утворюють мінеральні кислоти: бактерії нітрифікатори – нітратну кислоту, сіркобактерії – сульфатну. Як і органічні, ці кислоти розчиняють мінерали та посилюють вивітрювання. Тварини механічно подрібнюють гірські породи й своїми виділеннями хімічно руйнують їх.

Характер руйнування гірських порід і, як правило, склад продуктів вивітрювання залежать від умов навколишнього середовища та від мінералогічного складу самої породи. Геохімічними дослідженнями доведено, що в процесі вивітрювання кислих порід формуються піски й супіски, середніх – суглинки, основних – важкі суглинки та глини. Всі названі пухкі відклади мають певні фізичні й фізико-механічні властивості, які сприяють перебігу процесів ґрунтоутворення. Цим вони відрізняються від невивітрених скельних порід. Отже, основними ґрунтоутворюючими породами є продукти вивітрювання гірських порід.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати природу процесів вивітрювання, їхні причини, значення для ґрунтоутворення.
2. Використовуючи довідкову літературу, проаналізувати чинники, що зумовлюють процеси вивітрювання.

3. Проаналізувати найбільш поширені хімічні та фізико-хімічні процеси, що можуть відбуватися під час хімічного вивітрювання, з'ясувати їхню залежність від різних факторів.
4. З'ясувати роль різних груп організмів у процесах біологічного вивітрювання, їхній вплив на ґрунтоутворення.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про вивітрювання гірських порід.
2. Види вивітрювання гірських порід.
3. Значення процесів вивітрювання для ґрунтоутворення.
4. Особливості хімічного вивітрювання, його основні процеси.
5. Роль живих організмів у процесах біологічного вивітрювання.

Інформаційні ресурси:

Гулько С. О. Конспект лекцій з дисципліни «Основи біогеохімії». Кам'янське, 2020.

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Танащук Л. І. Курс лекцій з дисципліни «Біогеохімія». Київ : НУХТ 2005.

Вивітрювання гірських порід. Види вивітрювання. URL: https://geoknigi.com/book_view.php?id=697.

5.1. Вивітрювання. URL: <https://learn.ztu.edu.ua/mod/resource/view>.

1. Поняття про вивітрювання гірських порід і мінералів. URL: <http://www.tsatu.edu.ua/ros1/wp-content/uploads/sites/20/lekcija-2>.

Практичне заняття № 5

Тема: Аналіз впливу хімічного складу рослинних решток на процеси гумусоутворення.

Мета заняття: З'ясувати залежність процесів гумусоутворення від хімічного складу рослинного опаду.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Органічна речовина ґрунту включає свіжі органічні рештки, продукти їхнього розкладання, неспецифічні органічні речовини та власне гумус. Власне гумусові речовини є речовинами специфічної природи, що представляють собою складний комплекс високомолекулярних азотовмісних органічних сполук, переважно циклічної будови, кислотної та колоїдної природи. Серед них переважають високополімерні органічні гумусові кислоти. Гумусові кислоти включають гумінові кислоти, для яких характерне темне забарвлення, та фульвокислоти, що є світлозабарвленими. Okремо виділяють гумін – нерозчинний залишок, який міцно зв'язаний із мінеральною частиною ґрунту.

Елементний і речовинний склад гумусу є доволі різноманітним і залежить від багатьох факторів. У складі гумусових речовин обов'язково присутні такі хімічні структури, як азотовмісні гетероцикли, фенольні та меланоїдні залишки. В ґрунті гумусові кислоти знаходяться у формі солей кальцію та магнію, утворюючи колоїди, міцели яких містять аміно- та карбоксильні групи. Завдяки цьому вони взаємодіють із твердою неорганічною фазою та закріплюються в ґрунті.

Проміжні продукти розкладання органічних залишків, які потрапили в ґрунт, частково піддаються повній мінералізації до неорганічних речовин, а частково гуміфікуються. Швидкість розкладання та мінералізації передусім залежить від біохімічного складу джерел гумусу, співвідношення C:N в їхньому складі та гідротермічних умов. Встановлено, що впродовж першого року розкладання мінералізаційні втрати вуглецю рослинних решток складають 30-70% від початкової маси. На поверхні ґрунту швидкість мінералізації наростає з півночі на південь, від підзолистих ґрунтів до каштанових, а на глибині понад 20 см закономірність зворотна, що пов'язано з особливостями гідротермічних умов ґрунтів зонального ряду.

Гуміфікація представляє собою синтез високомолекулярних гумусових речовин специфічної природи з проміжних продуктів розпаду свіжих органічних речовин. Нині запропоновано ряд концепцій гуміфікації, які доповнюють одна одну. Вони всі тією або іншою мірою підтверджені експериментально.

Концепція біохімічного окиснення була запропонована в 30-х роках І.В. Тюрнім, потім детально розроблялася й експериментально підтверджена в роботах Л.М. Александрової та її учнів. Згідно з цією концепцією провідну роль у процесі гуміфікації відіграють реакції повільного біохімічного окиснення різних високомолекулярних речовин, що мають циклічну будову: білків, лігніну, дубильних речовин. Основними елементарними ланками цього процесу є: окиснювальне кислотоутворення, формування азотної частини молекули, формування та подальша трансформація новоутворених гумусових кислот (ароматизація, гідролітичне розщеплення, сорбція, конденсація), а також процеси взаємодії з мінеральною частиною ґрунту.

Основоположником концепції біохімічної конденсації та полімеризації був А.Г. Трусов. Подальший розвиток вона отримала в роботах М.М. Кононової. В основі цієї концепції лежить уявлення про гуміфікацію, як про систему реакцій конденсації та полімеризації мономерів, проміжних продуктів розкладання (амінокислот, фенолів, хінонів і ін.). Процес конденсації розглядається як біохімічний, який відбувається за участю ферментів – поліфенолоксидаз грибного та бактеріального походження, а процес полімеризації – як власне хімічний, який відбувається на заключній стадії гуміфікації під час взаємодії гумусових речовин із твердою фазою ґрунтів.

Найбільш важливими вихідними компонентами для гуміфікації є азотовмісні сполуки, передусім білки, а також різні полісахариди (целюлоза, геміцелюлози, хітин), першоджерелом гумусових речовин вважаються флавоноїди, лігнін, таніни, оскільки вони містять ароматичні структури. Серед амінокислот у синтезі гумусових речовин важливу роль

відіграють гомо (ароматичні)- та гетероциклічні амінокислоти: триптофан, фенілаланін, тирозин. Утворення гумусових сполук із продуктів розкладу органічних решток є багатостадійним процесом, у якому провідна роль належить ґрунтовим мікроорганізмам і ґрунтовим екзоферментам. У ґрунті амінокислоти та пептиди, що утворюються під час амоніфікації білків, взаємодіють із фенолами, в результаті чого синтезуються темнозabarвлені прогумусні сполуки. Феноли виникають передусім під час розкладання лігнінів. У подальшому феноли окиснюються та конденсуються в хінони за участю ферментів поліфенолоксидаз.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із природою та фракційним складом органічної частини ґрунту.
2. Використовуючи інформаційні джерела, проаналізувати загальні процеси синтезу специфічних гумусових речовин.
3. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із основними концепціями процесів гуміфікації.
4. Використовуючи довідкові інформаційні джерела, ознайомитись із біохімічним складом різних груп рослинного опаду (хвойні та листяні ліси, лучні угруповання, орні угіддя, тощо).
5. Враховуючи біохімічний склад різних груп рослинного опаду, встановити можливий його вплив на процеси гумусоутворення.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Органічна частина ґрунту.
2. Специфічні гумусові речовини.
3. Процеси гумусоутворення, концепції гуміфікації.
4. Залежність фракційного складу гумусу від природи рослинного опаду.

Інформаційні ресурси:

Геохімічна діяльність мікроорганізмів та її прикладні аспекти / І. П. Козлова, О. С. Радченко, Л. Г. Степура та ін. Київ : Наук. думка, 2008.

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Іутинська Г. О. Ґрунтова мікробіологія : навчальний посібник. Київ : Арістей, 2006.

Гуміфікація рослинних решток. URL: <https://superagronom.com/slovník-agronoma/gumifikaciya-roslinnih-reshtok-id18898>.

Походження, склад і властивості органічної частини ґрунту. URL: https://nubip.edu.ua/sites/default/files/u162/vitvickiy_s.v._organichna_chastina.pdf.

Процес гуміфікації. URL: <https://farm-worm.com/protsess-gumifikatsii/>.

Вплив надходження рослинних решток на вміст гумусу у ґрунті. URL: <https://www.agronom.com.ua/vplyv-nadhodzhennya-roslynnyh-reshtok-na-vmist-gumus-u-grunti/>.

Лісовий опад. Утворення підстилки та гумусу. URL: <http://um.co.ua/6/6-3/6-36655.html>.

Роль підстилки в лісовому ґрунтоутворенні. URL: http://8ref.com/2/referat_200582.html.

Практичне заняття № 6

Тема: Аналіз фізико-хімічних, хімічних і біохімічних процесів під час опідзолювання та вилуговування ґрунту.

Мета заняття: Провести аналіз основних фізико-хімічних, хімічних і біохімічних процесів, які зумовлюють та супроводжують опідзолювання й вилуговування ґрунтів.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Вилуговування ґрунту представляє собою сукупність процесів вимивання з його товщі водорозчинних сполук і

переміщення деякої частини колоїдів у нижні ґрунтові горизонти або підстеляючу породу. Вилуговання відбувається під впливом низхідного потоку води та відбуваються переважно в ґрунтах, які формуються в умовах промивного режиму зволоження, коли поступання вологи з атмосферних опадів перевищує її втрату через випаровування й транспірацію рослинністю. В результаті вилуговання втрачаються елементи живлення рослин.

Незначне промивання ґрунтової товщі зумовлює вилуговання лужноземельних елементів – формуються чорноземи вилугувані. Значне промивання виносить із верхніх горизонтів не лише розчинні сполуки, а й частково мулисту фракцію: внаслідок процесу знемулювання формуються чорноземи опідзолені. З послабленням дернового процесу нагромадження гумусу зменшується: формуються темно-сірі та сірі опідзолені ґрунти. Визначальними у формуванні опідзолених ґрунтів є особливості водного режиму, рельєфу та характер ґрунтотворних порід, а не тип рослинності.

Із вилугованням безпосередньо пов'язаний процес опідзолування. Загалом він представляє собою повне руйнування глинистих мінералів в умовах вологого помірного клімату під впливом кислих органічних речовин, які утворюються під лісовою рослинністю, передусім хвойною, та супроводжується залишковою акумуляцією в елювіальному (підзолистому) горизонті аморфного кремнезему й виносом оксидів алюмінію.

Інтенсивність опідзолування значною мірою залежить від гідротермічних умов і посилюється з півдня на північ, та зі сходу на захід. У цьому ж напрямку зростає інтенсивність промивання ґрунту, тривалість трансформації рослинних решток і як результат – зменшення кількості гумусу, глибини ґрунтового профілю та збільшення ознак опідзолування ґрунту. Опідзолені породи мають переважно легко- і середньосуглинковий грансклад. Уміст гумусу в орних опідзолених ґрунтах складає 1,3-4,7%, а в цілинних – 4-8 (10)%. Найменш гумусовані ясно-сірі, найбільш – темно-сірі ґрунти та

чорноземи опідзолені. Гумус м'який (типу мюль), гуматно-фульватний у сірих і фульватно-гуматний у чорноземів опідзолених. Ємність поглинання зростає від ясно-сірих ґрунтів (15-18 мг-екв/100 г) до чорноземів опідзолених (35 мг-екв/100 г ґрунту). Всі опідзолені ґрунти мають безкарбонатний профіль аж до материнської породи. Породи тут частіше карбонатні.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати загальну природу вилуговування, розглянути фактори, що його зумовлюють.
2. Використовуючи інформаційні джерела, враховуючи речовинний склад різних ґрунтів, проаналізувати конкретні фізико-хімічні та хімічні процеси, що відбуваються під час вилуговування, роль у цьому живих організмів.
3. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати загальну природу опідзолювання, розглянути фактори, що його зумовлюють.
4. Використовуючи інформаційні джерела, враховуючи речовинний склад різних ґрунтів, проаналізувати конкретні фізико-хімічні та хімічні процеси, що відбуваються під час опідзолювання, роль у цьому живих організмів.
5. На основі отриманих вище даних, зробити висновок про вплив опідзолювання та вилуговування на формування ґрунтів і основні показники їхньої родючості

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Природа процесів вилуговування та опідзолювання ґрунтів.
2. Фактори, що обумовлюють процеси вилуговування та опідзолювання ґрунтів.
3. Характеристика конкретних фізико-хімічних і хімічних процесів, які характеризують вилуговування та опідзолювання.
4. Роль живих організмів у процесах вилуговування та опідзолювання ґрунтів.

5. Формування ґрунтів під впливом вилуговування та опідзолювання.

Інформаційні ресурси:

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Топольний Ф., Гелевера О. Причини опідзоленості ґрунтів. *Вісник Львівського університету. Серія географічна.* 2017. Вип. 51. С. 331–345.

Опідзолені ґрунти. URL:
<https://studfile.net/preview/5454321/page:18/>.

Дерново-підзолисті ґрунти. URL:
<https://studfile.net/preview/5454321/page:17/>.

Практичне заняття № 7

Тема: Аналіз процесів перерозподілу солей під час первинного та вторинного засолення.

Мета заняття: Провести аналіз процесів засолення ґрунтових горизонтів і їхньої залежності від різних факторів.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Засоленими та лужними вважають ґрунти, в складі яких помітно представлені легкорозчинні солі. Легкорозчинними є солі, розчинність яких більша, ніж розчинність гіпсу в холодній воді, тобто 2 г/л. Такими солями є сода (Na_2CO_3), хлориди, сульфати, гідрокарбонати, борати тощо.

Засолені ґрунти містять в усьому профілі або в його окремих горизонтах легкорозчинні солі в кількостях, які є шкідливими для рослин. Шкідливість таких солей полягає в тому, що вони помітно підвищують осмотичний потенціал ґрунтового розчину, внаслідок чого утруднюється надходження води в рослину через недостатню всмоктувальну силу корневих систем. У цьому випадку знижується транспірація, уповільнюється фотосинтез, погіршується мінеральне живлення. Деякі солі (наприклад, сода) погіршують властивості

грунту: він набухає, зменшується здатність колоїдів до коагуляції, збільшується їхня рухомість, і як результат цього, втрачається структурність ґрунту, збільшується його щільність тощо.

Найбільш небажаними в ґрунті є солі: Na_2CO_3 , NaHCO_3 , NaCl , CaCl_2 , MgCl_2 , Na_2SO_4 ; менш шкідливими є: MgSO_4 , CaSO_4 .

Надлишок солей у ґрунтах виникає внаслідок вивітрювання порід, під час якого утворюються різноманітні солі, які з водами мігрують в океан або безстічні басейни на суші. Він представляє собою глобальний процес, який є складовою частиною великого колообігу речовин і завдяки якому щорічно утворюється орієнтовно 3 млрд. т водорозчинних сполук. Також джерелами солей є солевмісні гірські породи, що утворюються на дні морів та океанів, у результаті тектонічних рухів земної кори вони виходять на поверхню, де виступають як ґрунтоутворюючі породи. Концентрація солей у ґрунтових горизонтах може відбуватися за участю мінералізованих ґрунтових вод, які знаходяться на глибині 2-7 м і впливають на процес ґрунтоутворення, через зрошувальні води, які можуть бути активним фактором вторинного засолення ґрунтів за неправильного зрошення, внаслідок виверження вулканів, шляхом перенесення солей вітром із моря на сушу (імпульверизація) та атмосферними опадами (максимальний вміст солей у них може складати до 400 мг/л). Окремі види рослин здатні в собі нагромаджувати різні солі завдяки біологічній акумуляції, які в подальшому вивільняються в ґрунт під час мінералізації відмерлої фітомаси.

Джерелами солей, які надходять у ґрунтові води, породи та ґрунти, є їхні підземні поклади, зокрема солі – продукти вивітрювання, продукти фізико-хімічних і біологічних процесів, морські відклади. На перерозподіл солей на земній поверхні впливає рельєф, вітер, поверхневі й ґрунтові води. Інтенсивність перерозподілу солей і нагромадження їх у ґрунтах залежить від кліматичних умов, фільтраційних

властивостей ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід, ступеня розчинності солей.

Зазначені процеси спостерігаються на всій земній кулі, однак засолені ґрунти займають порівняно незначну частину суші. Для їхнього утворення потрібне специфічне поєднання навколишніх умов: посушливий аридний клімат, у якому випаровуваність перевищує кількість опадів, тому солі не вимиваються з ґрунту; понижені форми рельєфу, де забезпечується накопичувальний баланс речовин.

У таких ландшафтно-геохімічних умовах у ґрунтах можуть накопичуватись різні солі. За дещо вологішого клімату акумулюються здебільшого малорозчинні солі, а легкорозчинні вимиваються. З посиленням сухості клімату в ґрунті нагромаджуються легкорозчинні солі, наприклад, хлориди.

Засолені ґрунти, зокрема й солончаки, можуть формуватись і в результаті вторинного засолення, тобто прискореного засолення ґрунтів в умовах зрошення внаслідок порушення гідрологічного режиму, застосування завищених поливних норм, за незадовільної роботи дренажу. Вторинне засолення ґрунтів може розвиватись й у процесі використання для зрошення вод із підвищеною мінералізацією (більше 1,5 г/л). Спостерігається вторинне засолення ґрунтів і внаслідок осушення боліт із мінералізованими ґрунтовими водами. В цьому випадку в процесі видалення надлишкової води з'являються висхідні капілярні потоки з розчиненими солями. Вторинне засолення ґрунтів розвивається й під час обвалування заплав, внаслідок створення загороджувальних дамб у результаті випаровування мінералізованих ґрунтових вод, які піднімаються під гідростатичним тиском (явище підмочки).

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати характерні особливості засолених ґрунтів.
2. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із класифікацією ґрунтів за ступенем засолення та складом солей.

3. Використовуючи інформаційні джерела, проаналізувати процеси, що зумовлюють первинне та вторинне засолення ґрунтів.
4. Для різних видів засолених ґрунтів з'ясувати вплив конкретних природних і антропогенних чинників на процеси перерозподілу солей між ґрунтовими горизонтами та засолення загалом.
5. Запропонувати заходи, що спрямовані на зменшення ступеня засолення ґрунтів.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Поняття про засолені ґрунти та їхня класифікація.
2. Хімічні компоненти засолених ґрунтів, їхня шкідливість для рослин.
3. Первинне засолення ґрунтів.
4. Вторинне засолення ґрунтів.
5. Чинники впливу на процеси засолення.
6. Заходи зменшення вмісту солей в орних ґрунтах.

Інформаційні ресурси:

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Мачульський Г. М., Пінчук О. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів. GlobeEdit, 2023.

Позняк С.П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів. Львів : ВЦ ЛНУ ім. Ів. Франка, 2007.

Галогенні ґрунти. URL: http://chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcgclefindmkaj/https://elib.lntu.edu.ua/sites/default/files/elib_upload/Зінчук.

Засолення ґрунтів: причини та шляхи вирішення. URL: <https://eos.com/uk/blog/zasolennia-hruntiv/>.

Засолені ґрунти, їхнє утворення та умови накопичення солей в ґрунтах. URL: <http://um.co.ua/1/1-2/1-27176.html>.

Галогенні та галогенно-гідроморфні ґрунти. URL: http://geografica.net.ua/publ/galuzi_geografiji/gruntoznavstvo/galogenni_ta_galogenno_gidromorfni_grunti/34-1-0-486.

Практичне заняття № 8

Тема: Методи датування віку ґрунтів.

Мета заняття: Ознайомитись із сучасними методами, використовуваними для визначення віку ґрунтів.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Розрізняють поняття абсолютного та відносного віку ґрунтів. Під абсолютним віком розуміють час, який минув із початку формування ґрунту до теперішнього часу. Він варіює від декількох років до мільйонів років. Найбільший вік мають ґрунти тропічних регіонів, які не зазнали різного роду порушень (водна ерозія, дефляція і т. п.). Абсолютний вік ґрунтів переважної частини території нашої країни оцінюється тисячоліттями й десятками тисяч років.

Для північних регіонів абсолютний вік пов'язаний із періодом їхнього звільнення від четвертинного заледеніння та льодовикових вод, для ряду територій – із морськими трансгресіями (Прикаспійська низовина та ін.). Наймолодші ґрунти формуються в сучасній заплаві.

Відносний вік характеризує швидкість ґрунтоутворюючого процесу, швидкість зміни однієї стадії розвитку ґрунту іншою. Він пов'язаний із впливом складу та властивостей порід, умов рельєфу на швидкість і напрямок ґрунтоутворюючого процесу.

ґрунтоутворення представляє тривалий процес, який залежить від комплексу факторів, у результаті чого його складові на різних етапах виникнення та розвитку ґрунту мають свої особливості. Загалом кожен ґрунт проходить ряд послідовних стадій: початкове ґрунтоутворення; розвиток ґрунту; клімаксовий стан; еволюція ґрунту.

Стадія початкового, або первинного, ґрунтоутворюючого процесу починає свій відлік із моменту заселення гірської породи організмами та є доволі тривалою, оскільки через невисокі продуктивність нижчих організмів (гриби, бактерії, мохи, водорості, лишайники) та ємність швидкість біологічного колообігу низька. Накопичення компонентів ґрунтової

родючості відбувається повільно.

Стадія розвитку ґрунту змінює початкове ґрунтоутворення з моменту, коли різко зростають масштаби біологічного колообігу внаслідок інтенсифікації діяльності вищих рослин. У результаті в ґрунті накопичується багато таких сполук, які не були присутні в породі та які є доступними для наступних поколінь живих організмів. У цьому випадку трансформація кожного елемента в цих сполуках специфічна, в результаті чого в ґрунтах з'являються доступні для рослин мінеральні форми азоту, фосфору, обмінні катіони макро- і мікроелементів. Стадія розвитку ґрунту може тривати сотні, тисячі років і більше, що залежить від вираження та поєднання елементарних ґрунтових процесів у часі й мінливості факторів ґрунтоутворення. На певному етапі процес ґрунтоутворення сповільнюється, ґрунт досягає рівноваги за головними ознаками (вміст гумусу, потужність горизонтів і ін.), і тоді настає третя стадія.

Стадія рівноваги – це клімаксовий стан ґрунту, вона триває невизначено довго. На цій стадії основні властивості ґрунтів відносно стабільні в часі, а біогеохімічний колообіг сприяє відтворенню цих властивостей. Однак у цьому випадку інтенсивність окремих процесів може бути більш вираженою, ніж на початкових стадіях формування ґрунту.

Еволюція ґрунту змінює стадію рівноваги в результаті саморозвитку цілої екосистеми або в результаті зміни одного чи декількох факторів ґрунтоутворення. Як наслідок, формується новий ґрунт із новим комплексом властивостей, таких, наприклад, як формування лучних ґрунтів на основі болотних внаслідок осушення території або, навпаки, болотних ґрунтів через заболочування автоморфних ґрунтів. Таким чином новий ґрунт утворюється не безпосередньо з гірської породи, а з існуючого попереднього ґрунту.

Про вік ґрунту можна судити за ступенем вираженості ґрунтового профілю. Чим чіткіше та повніше виражені всі генетичні горизонти, тим старший ґрунт. Але в цьому випадку виявляються певні труднощі. Справа в тому, що розвиток будь-

якого ґрунту за незмінних кліматичних умов відбувається до певної межі. Цей метод називають генетичним аналізом ґрунтового профілю. Він належить до монопрофільних методів вивчення віку та еволюції ґрунту. Він ґрунтується на виявленні послідовності та швидкості формування ґрунтових горизонтів, на оцінці можливої реліктовості деяких ознак, на виділенні комплексних ґрунтових горизонтів, горизонтів часткових профілів, їхньої первісної морфогенетичної індексації з подальшим уточненням за лабораторно-аналітичними даними. Генетичний аналіз включає також мікро- і мезоморфологічне вивчення, препарування елементів ґрунтової маси, їхнє подальше аналітичне вивчення, зіставлення запасів різних компонентів у ґрунтах, породі, в окремих горизонтах, обчислення різних коефіцієнтів, оцінка вихідної однорідності-неоднорідності літології ґрунтового профілю.

Метод міток-реперів або свідків є допоміжним методом і прийомом вивчення окремих моментів еволюції ґрунтів. Міткою можуть слугувати антропогенні включення, ґрунтові шари та горизонти, конкреції та інші сегрегати, літологічні прошарки й включення, все, що якимось чином виділяється на однорідному фоні та може свідчити про колишній стан ґрунтів і його зміни.

Методи прямих спостережень є частиною моніторингу – стеження за змінами ґрунтів. Режимні спостереження з метою пізнання еволюції та динаміки ґрунтів використовувалися нечасто. Вони застосовні щодо швидко протікаючих процесів, які спостерігаються під час зрошення, меліорації солонців, розсолювання ґрунтів, через коливання рівня ґрунтових вод і т. д.

Методи моделювання дозволяють експериментально відтворювати ґрунтові явища та процеси в контрольованих умовах.

Лабораторні експерименти дозволяють вичленити в ґрунтах складні процеси, визначити їхню спрямованість. Велику цінність для вивчення еволюції ґрунтів становить польовий експеримент. Розрізняють експерименти

цілеспрямовані, що закладені та контрольовані експериментатором, і випадкові – вивчення ґрунтоутворення на фортечних стінах, насипах, зміни властивостей ґрунтів під різновіковими насипами, в результаті затоплень, підтоплень і т. д. Метод польових експериментів наближається в окремих аспектах до методів денних хронорядів і повторних зйомок.

Порівняльно-географічні методи полягають у співставленні особливостей ґрунтів один із одним і факторами ґрунтоутворення, включаючи вік, із різними ландшафтними становищами та в знаходженні кореляційних зав'язків між ними. На основі цього ґрунти розташовують у деякий еволюційний ряд, члени якого представляють передбачувані стадії розвитку ґрунтоутворюючого процесу.

Для безпосереднього визначення віку ґрунту використовують різні інструментальні методи. Так, для визначення абсолютного віку ґрунту використовують радіовуглецевий метод, який ґрунтується на тому, що питома активність радіовуглецю (^{14}C) в деревині, хітині, колагені кістках, черепашках, гумусі після завершення синтезу органічної речовини та обміну з середовищем поступово знижується внаслідок радіоактивного розпаду (період напіврозпаду становить 5730 років). Донедавна граничні можливості ^{14}C датування обмежувалися 50 тисячами років і необхідністю значної кількості вуглецю (грамів) для аналізів. Застосування прискорювальної мас-спектрометрії усуває ці обмеження й розширює та збільшує межі до величин приблизно 100 тисяч років.

Історичний метод датування полягає в оцінці часу ґрунтових подій за письмовими історичними джерелами, картами, свідченнями очевидців і охоплює події останніх двох-трьох століть. Ґрунтові події та об'єкти, що прямо або опосередковано датовані історичним методом, різноманітні (ґрунти, поховані під валами, насипами, курганами, стінами, антропогенними насипами, культурними шарами і т. д., утворення ґрунтів на насипах).

Датування археологічним методом проводиться з

використанням археологічної періодизації, яку за відношенням до ґрунтових і геологічних подій можна вважати археологічним календарем. Археологічний календар ґрунтується на системі співвідношень і розвитку датованих археологічних пам'яток і виділяються на основі вивчення їхніх археологічних культур, епох.

Для визначення тривалості деяких подій, початок і кінець яких на шкалі часу часто невідомі, використовують місцеві шкали часу, зокрема ліхенометричний метод, який слугує для датування молодих ґрунтів, віком десятків-сотень і перших тисяч років, максимально до 6000 років за відносною величиною талому накипних лишайників, які поселяються на поверхні великих уламків щільних порід. Вік визначається діаметром найбільшої розетки слані. Також використовують дендрохронологічний метод, який ґрунтується на підрахунку та вимірі річних кілець дерев.

Методи відносного датування ґрунтуються на визначенні простої послідовності подій за принципом раніше-пізніше, старіше-молодше та відносного віку. В цьому випадку використовують геолого-геоморфологічний метод (вік ґрунту визначається шляхом датування поверхні, на якій цей ґрунт формується; для визначення віку геоморфологічних поверхонь використовуються всі прийняті в геології та геоморфології методи абсолютної й відносної геохронології), стратиграфічний метод датування (він полягає в тому, що вверх уздовж стратиграфічної колонки повинні залягати молодші поховані ґрунти, за допомогою цього методу також проводяться ближні та далекі хронологічні кореляції ґрунтів), спорово-пилковий метод (ґрунтується на співставленні спорово-пилкових спектрів датованих об'єктів із еталонними регіональними спектрами окремих природних етапів минулого), ґрунтові методи датування (існує принципова можливість датування ґрунтів за власне ґрунтовими ознаками й властивостями, вік ґрунтів на якісному рівні можна оцінити, ґрунтуючись на ступені розвитку (зрілості) ґрунтового профілю).

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати з якою метою проводять визначення віку ґрунтів.
2. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із віком ґрунтів у різних регіонах світу та в Україні.
3. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із різноманітністю методів визначення абсолютного та відносного віку ґрунтів.
4. Відомості про основні методи визначення віку ґрунтів узагальнити у вигляді таблиці:

Методи визначення віку	Принцип методу	Переваги та недоліки методу
1	2	3

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Абсолютний і відносний вік ґрунтів.
2. Стадії розвитку ґрунту.
3. Непрямі методи визначення віку ґрунту.
4. Методи безпосереднього визначення віку ґрунту.
5. Методи відносного датування ґрунту.

Інформаційні ресурси:

Мачульський Г. М., Пінчук О. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів. GlobeEdit, 2023.

Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів. Львів : ВЦ ЛНУ ім. Ів. Франка, 2007.

Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / за ред. Ж. М. Матвіїшиної. Київ : Наук. думка, 2010.

Тихоненко Д. Г. Еволюція ґрунтів. Харків : ХНАУ, 2011.

Методы изучения эволюции и возраста почв и почвенного покрова. URL: https://www.researchgate.net/publication/341000909_METODY_IZ_UCENIA_EVOLUCII_I_VOZRATA_POCV_I_POCVENNOGO_POKROVA.

Практичне заняття № 9

Тема: Порівняльний аналіз ґрунтового покриву Східної Європи в голоцені.

Мета заняття: Проаналізувати зміни ґрунтового покриву Східної Європи в різні періоди голоцену у взаємозв'язку зі зміною клімату та рослинності.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Голоцен є останнім післяльодовиковим часовим проміжком (інтергляціал) четвертинного (антропогенного) періоду в історії Землі з нижньою межею приблизно 11,7 тис. років. Ця межа пов'язана з кінцем вюрмського зледеніння в Альпах (верхньовалдайського або осташківського зледеніння на Східноєвропейській рівнині). Ймовірно, початок голоцену зумовлений падінням метеориту (астероїду) на півострів Юкатан (Мексика).

Періодизація голоцену на основі схеми Блітта-Сернандера включає такі етапи: давній голоцен – кінець пізньодріаського похолодання (11,7-11,6 тис. рр. до н.е.), ранній голоцен – пребореал і бореал (11,6-9,3 тис. рр. до н.е.), середній голоцен – атлантичний (9,3-5,7 тис. рр. до н.е.), суббореал (5,7-2,65 тис. рр. до н.е.), пізній голоцен – субатлантичний (2,65-0 тис. рр. до н.е.).

На території України впродовж голоцену тектонічні умови були досить сталими. Сформувалися та продовжували формуватися ландшафтні-кліматичні зони, всі річкові системи, акваторії Чорного й Азовського морів. Згідно сучасних уявлень, міжльодовиковий оптимум голоценового часу відбувся 5-6 тис. років тому, й нове зледеніння може проявитися в найближчі декілька сотень років, однак цьому процесові на деякий час може зашкодити вплив антропогенного фактора, передусім інтенсивне насичення атмосфери вуглекислим газом.

Голоцен характеризувався значними змінами природного середовища: багаторазовими періодами потепління та похолодання, змінами режиму вологості. В голоцені сформувалася сучасна зональність, яка змінила одноманітну зону перигляціальної рослинності неоплейстоцену.

Зміни природних умов упродовж голоцену відбувалися диференційовано залежно від регіональних кліматичних особливостей окремих територій. Тому, найчастіше кліматичні зміни за останні 10,3 тисяч років розглядаються в регіональному аспекті, хоча існує ряд праць узагальнюючого, інтегрального характеру, де розглядаються загальні закономірності й тенденції.

Характеристика голоцену загалом і окремих його етапів, як правило, здійснюється відповідно до поділу цього періоду на дрібні хронологічні елементи (тривалістю 500-1000 років), які відображають детальну ритміку процесу еволюції клімату. Особливої уваги потребують два останні періоди голоцену – суббореальний (SB) та субатлантичний (SA), який триває донині. Одним із найголовніших завдань є характеристика ґрунтових утворень окремих хроноінтервалів пізнього голоцену з позиції вмісту гумусу, карбонатних сполук і важких металів.

У пізньому голоцені, який умовно відповідає частині суббореального та всьому субатлантичному періоду, природні умови, зокрема рослинний покрив, Східноєвропейської рівнини не зазнавали різких змін. Початок пізнього голоцену характеризувався більш ксеротермічними умовами, внаслідок чого відбувалося розширення степових просторів. На заплавах розвивалися лучні, подекуди карбонатні ґрунти з горизонтами алювіальних відкладів, які їх розділяли. В часовому інтервалі 1600-1800 років тому середньорічні температури були на 3,6° нижчі від сучасних, а кількість опадів на 12% більшою, що призвело до активізації ґрунтоутворюючого процесу, що досягав швидкості 1,3 мм/рік.

Суббореальний період (SB, 5000-2700 років тому) характеризувався значною неоднорідністю кліматичних умов. На його початку відбувалося різке зниження температури в

поєднанні з поступовим наростанням зволоженості, наступне потепління супроводжувалося значним зменшенням вологості. Найважливішою рисою цього етапу стосовно динаміки рослинного покриву є зміщення меж природних зон у південному напрямку, що призвело до наступання тайги на мішані ліси, а вони, в свою чергу, витіснили степи. Така закономірність не всюди мала однаковий прояв. Серед етапів SB, із помітним коливанням ступеня зволоження, варто виділити інтервал 4170-3970 років тому, що характеризувався яскраво вираженою аридизацією клімату й, на думку деяких дослідників, був найпосушливішою фазою всього голоцену. В цей час відбувалася фрагментація лісових фітоценозів долин річок, а панівне положення на території сучасної лісостепової зони займали південні варіанти степів; південніше переважали напівпустелі з полиново-лобовими рослинними фітоценозами. Хроноінтервал 3970-3550 років тому характеризувався сприятливішими природними умовами. На територіях, зайнятих південними степами, розпочалося формування лісостепових ландшафтів. У флористичному складі лісостепових рослинних угруповань збільшувалась частка сосни, берези, липи, дуба. Наступний етап аридизації клімату відбувся в інтервалі 3500-3400 років тому, що спричинило скорочення площ лісів і тимчасове відновлення степових ландшафтів у межах сучасного лісостепу. Відрізок часу з 3400 по 2800 років тому був завершальним у SB і характеризувався частим чергуванням аридних і гумідних епох. Загальною рисою його термічного режиму була тенденція до поступового похолодання. Але навіть у межах такого нетривалого хроноінтервалу виділявся етап підвищення аридності клімату – 3000-2800 років тому.

Субатлантичний період (SA, 2700 років тому-наш час) характеризується поступовим загальним зниженням температури та підвищенням вологості на фоні незначних коливань цих показників. Рослинний покрив був представлений ялиновими лісами, площі яких поступово скорочувалися. В зоні широколистяних лісів Східноєвропейської рівнини у видовому

складі деревної рослинності зменшувалася участь липи й підвищувалась дуба. Водночас у лісостепу відбувалося формування фітоценозів із домінуючою участю дуба як зонального утворення, хоча в південних районах дубові ліси охоплювали лише плакорні ділянки, й лісостеп формувалася з деяким запізненням. У багатьох працях звертається увага на гідрологічну нестабільність об'єктів гідромережі в цьому періоді, зокрема на початку SA посилювався паводковий режим річок, що проявлялося в накопиченні заплавного алювію. Радикальні зміни режиму зволоження відбулися в проміжку 2300-2100 років тому, що характеризувався збільшенням посушливості кліматичних умов. У рослинному покриві відбулися зміни, що характерні для посушливих періодів: скорочувались площі лісів, а в долинах річок поширювалася степова флора, яка представлена угрупованнями полину, злаків і лучним різнотрав'ям. Піком посушливості вважають інтервал 2000-1900 років тому (I століття нашої ери), а завершився етап аридизації приблизно 1500 років тому. Внаслідок підвищення зволоження відбулось повторне заліснення території, а деревні угруповання з домінуванням ялини почали поширюватися на південь. Подібні уявлення про поширення ареалів лісових фітоценозів підтверджують інші дослідники, що розглядають останні 1500 років як період наступу лісів на степові ландшафти у зв'язку з одночасним похолоданням і зволоженням клімату. Аналогічні зміни природних умов були характерні також для південних районів Східноєвропейської рівнини, зокрема Приазов'я, де відбулось підвищення зволоження саме в період 2000-1500 років тому. Інтервал 1300-700 років тому (згідно історичної періодизації йому відповідає проміжок VIII-XIII століття) характеризується потеплінням для більшої частини арктичного, субарктичного та помірного кліматичних поясів, тому його ще називають «малим кліматичним оптимумом». Цей період у межах центральної частини Східноєвропейської рівнини відзначався стабілізацією геоморфологічних систем, і з цим пов'язані зменшення інтенсивності накопичення алювіального матеріалу та

активізація ґрунтоутворюючого процесу на заплавах. Під час малого кліматичного оптимуму лісистість Східноєвропейської рівнини була значною, але часті посухи стримували просування лісів у південному напрямку й призводили до утворення галявин у суцільних масивах деревних угруповань. У часовому проміжку 900-800 років тому розпочалося похолодання та підвищення зволоженості, посилилась мінливість клімату в хроноінтервалах незначної тривалості. Похолодання з невеликими коливаннями в сторону потепління тривало в інтервалі 700-100 років тому, що має назву «малий льодовиковий період». Цей хроноінтервал відзначався збільшенням амплітуд кліматичних коливань, частішим проявом особливо небезпечних погодних явищ. Висловлюється припущення, що впродовж малого льодовикового періоду поширення лісів у широти, де панували степи, посилилось. Експансія лісів припинилася лише 400 років тому в зв'язку з інтенсивним господарським освоєнням території центральної частини Східноєвропейської рівнини. На думку деяких дослідників, це відбулося дещо раніше – 500 років тому. Підтвердженням цього процесу є відсутність суцільного ареалу лісових масивів уже в інтервалі 1000-700 років тому та острівна структура лісового поясу ще до межі 400 років тому. Завершення голоценового міжльодовиків'я характеризується зниженням тепла й зволоженості, нестабільністю біогеосистем у процесі переходу до прохолоднішого кліматичного етапу, що в подальшому спричинить поширення дрібнолистяних березових лісів.

Одним із основних палеоіндикаторів короткоперіодичних змін природних умов, а саме коливання термічних показників і значень гумідності клімату, є заплавні ґрунти, розвиток та еволюція яких безпосередньо залежать від названих параметрів. Відповідно до загальних закономірностей, періодам похолодання та підвищення гумідності відповідають етапи збільшення повноводності водотоків і, як наслідок, накопичення алювію в межах заплав. Для періодів потепління та аридизації клімату характерним є осушення заплав і

активізація процесів педогенезу з формуванням певних типів ґрунтових утворень. Відповідно, дослідження ритміки заплавного ґрунтоутворення дає змогу виявити етапи потепління / похолодання та гумідизації / аридизації впродовж суббореального та субатлантичного періодів голоцену. Підтвердженням ритмічності процесів педогенезу в умовах заплави можуть слугувати різночасові ґрунтові утворення, що спостерігаються в межах лісостепової зони України на двох ключових ділянках: 1) поблизу с. Любомирка Добровеличківського району Кіровоградської області; 2) на околиці с. Бохоники Вінницького району Вінницької області. Розташування їх у різних частинах однієї природної зони дає можливість здійснювати порівняльний аналіз етапів ґрунтоутворення та знаходити кореляцію змін фізико-географічних умов.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із поділом на епохи геологічного періоду – антропогену або четвертинного періоду.
2. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати характерні особливості голоцену та його поділ на етапи.
3. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із особливостями клімату та рослинності в різні періоди голоцену на території Східної Європи.
4. На основі отриманих відомостей проаналізувати зміну ґрунтоутворюючих факторів і ґрунтового покриву впродовж етапів голоцену.

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Природні умови на межі епох плейстоцен-голоцен.
2. Сучасні погляди на періодизацію голоцену.
3. Зміни кліматичних умов і рослинності в різні періоди голоцену на території Східної Європи, їхній вплив на процеси ґрунтоутворення.

4. Динаміка ґрунтового покриву впродовж голоцену в Східній Європі та Україні.

Інформаційні ресурси:

Зеров Д. К. Основные черты послеледниковой истории растительности Украинской ССР. *Тр. конф. по спорово-пыльцевому анализу 1948 г.* Москва : Изд-во МГУ, 1950. С. 43–61.

Кармазиненко С. П. Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України . Київ : Наукова думка, 2010.

Куница Н. А. Природа Украины в плейстоцене (по данным малакофаунистического анализа). Черновцы : Рута, 2007.

Кушнір А. С. Особливості підходів до вивчення голоценового ґрунту. *Recent Studies of Applied Sciences.* 2015. С. 83–87.

Позняк С. П. Актуальні проблеми ґрунтознавства і географії ґрунтів. Львів : ЛНУ ім. Ів. Франка, 2017.

Чендев Ю. Г. Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. Москва : ГЕОС, 2008.

Стадія еволюції ґрунту. URL: http://www.ni.biz.ua/2/2_2/2_22143_stadiya-evolyutsii-rochvi.html.

Четвертинний період. URL: <http://www.naturalist.if.ua/?p=290>.

Голоцен. URL: <https://studfile.net/preview/2265240/page:13/>.

Практичне заняття № 10

Тема: Аналіз основних напрямків антропогенної еволюції ґрунтів.

Мета заняття: Проаналізувати сучасний етап еволюції ґрунтів в умовах антропоїчного впливу.

ТЕОРЕТИЧНА ЧАСТИНА

Техногенна міграція (техногенез) зумовлена дією соціально-економічних факторів, які пов'язані з виробничою діяльністю людини та які визначають у сукупності розвиток продуктивних сил суспільства, напрямок використання території й акваторії в процесі їх всебічного господарського освоєння. Ці фактори досить різноманітні за своєю природою, механізмами та наслідками дії. Саме таку геохімічну діяльність людства О. Ферсман назвав техногенезом.

Унаслідок техногенного забруднення в середовище вносяться речовини в значно більших концентраціях, ніж вони знаходились у ньому в первинному стані (іноді це перевищення може сягати десятків і сотень тисяч раз), або вносяться такі речовини, що створені людиною та які ніколи до складу середовища не входили. В біосфері все більше потрапляє хімічних сполук, які ніколи раніше тут не існували, та які володіють властивостями, відсутніми в природних матеріалах (це штучні полімери, ліки, лаки, фарби, сплави й т.д.). Такі сполуки називаються ксенобіотиками.

Існує принципова відмінність між геохімічною діяльністю людини та інших живих систем. Останні впливають на навколишнє середовище через власний обмін речовин – фотосинтез, дихання, виділення й т.д. Людина також впливає таким способом, але в цьому випадку її геохімічна роль мізерна. Могутність геохімічної сили людства проявляється через її суспільну діяльність. Процеси техногенезу можна розділити на дві групи. Перша група процесів успадкована від біосфери. Техногенні процеси другої групи знаходяться в різкому протиріччі з природними умовами.

Техногенез нині виступає специфічним могутнім і комплексним фактором впливу на ґрунт і на весь спектр природних умов ґрунтоутворюючого процесу (рослинність, елементи клімату, гідрологія). Характер і значимість змін ґрунту в цьому випадку залежать від рівня розвитку науки й техніки. Систематичне проведення заходів щодо підвищення родючості ґрунтів призводить до окультурення ґрунту.

Неправильне використання ґрунтів без моніторингу їхніх властивостей, умов розвитку може викликати істотне погіршення стану.

Передусім у процесі виробничої діяльності людини окремі елементарні ґрунтові процеси можуть не змінюватись, можуть послаблюватись, або зникати зовсім, можуть посилюватись, можуть проявлятися нові.

Залежно від характеру та інтенсивності дії антропоічних факторів, зміни напряму ґрунтоутворення в сучасних умовах можна розділити на три категорії. Перша категорія включає нормальний хід розвитку, за якого неможливо уникнути змін властивостей ґрунту, їхня трансформація є адекватною реакцією на нові умови, що виникли внаслідок діяльності людини. Як за природних, так і природно-антропогенних обставин, ґрунтоутворення спрямоване на встановлення рівноваги між екологічними чинниками, антропоічною діяльністю та ґрунтовими властивостями. Постійний антропоічний пресинг веде до стабілізації позитивних або негативних змін на певному рівні. Наприклад, зменшення гумусу в процесі розорювання цілинних ґрунтів до певного рівня є закономірним явищем, і його уникнути неможливо; це стосується й змін фізико-хімічних властивостей ґрунту під час зрошування, які відповідають новому хімічному складові ґрунтового розчину (вплив солей поливних вод), а також спектру властивостей у процесі осушування перезволожених ґрунтів, оскільки в цьому випадку кардинально змінюється напрям ґрунтових процесів, що зумовлює нові властивості ґрунту.

Друга категорія – це деградаційний напрям ґрунтоутворення, що зумовлює формування негативних властивостей і погіршення стану ґрунту та його родючості. Наприклад, руйнування ґрунтової структури агрегатів під впливом інтенсивних механічних дій, переущільнення ґрунту під дією важких знарядь, підкиснення та диспергування ґрунту за рахунок високих доз азотних добрив (селітри), денітрифікація в переущільнених і тимчасово перезволожених

грунтах, дегуміфікація ґрунту під час зрошування, посилення ерозійних процесів унаслідок неправильної організації території, забруднення агрохімікатами й важкими металами та ін.

Третя категорія – це розвиток ґрунтоутворюючого процесу в сторону окультурення ґрунту, що супроводжується поліпшенням його властивостей і підвищенням родючості. Окультурений ґрунт порівняно з природним характеризується підвищеним вмістом гумусу, поживних речовин, кращими фізичними, фізико-хімічними, біологічними та іншими властивостями. Вони відповідають вимогам культурних рослин і забезпечують високі та сталі врожаї.

Сьогодні в Україні набули поширення деградаційні процеси: зменшення вмісту органічної речовини, елементів мінерального живлення, обмеженість гідротехнічної, хімічної та інших видів меліорацій, практично цілковита відсутність заходів із охорони ґрунтів від водної та вітрової ерозії, від фізичної й інших видів деградації.

ХІД ЗАНЯТТЯ

1. Використовуючи інформаційні джерела, ознайомитись із особливостями еволюції ґрунтів у сучасних умовах.
2. Використовуючи інформаційні джерела, з'ясувати, які природні та антропогенні фактори найбільше впливають на зміну ґрунтового покриву й подальшу еволюцію ґрунтів.
3. Проаналізувати зміну дії антропогенних факторів і модифікацію природних факторів щодо впливу на процеси ґрунтоутворення.
4. Проаналізувати можливі механізми впливу різних факторів на процеси ґрунтоутворення в сучасних умовах. Результати аналізу узагальнити у вигляді таблиці:

Види та групи господарської діяльності	Механізми можливого впливу на ґрунтові процеси	Наслідки впливу та еволюційні зміни
1	2	3

ПИТАННЯ ДЛЯ САМОПЕРЕВІРКИ

1. Загальна характеристика техногенної міграції, її особливості в сучасних умовах.
2. Вплив техногенезу на процеси ґрунтоутворення в сучасних умовах.
3. Зміна процесів ґрунтоутворення під впливом виробничої діяльності людини.
4. Основні напрямки еволюції ґрунтів у сучасних умовах.

Інформаційні ресурси:

Дмитрук Ю. М., Бербець М. А. Основи біогеохімії. Чернівці : Книги-XXI, 2009.

Мачульський Г. М., Пінчук О. В. Ґрунтознавство з основами географії ґрунтів. GlobeEdit, 2023.

Позняк С. П. Актуальні проблеми ґрунтознавства і географії ґрунтів. Львів : ЛНУ ім. Ів. Франка, 2017.

Тихоненко Д. Г. Еволюція ґрунтів. Харків : ХНАУ, 2011.

Антропогенні зміни ґрунтів. URL:
<https://esu.com.ua/article-43057>.

Стадія еволюції ґрунту. URL:
http://www.ni.biz.ua/2/2_2/2_22143_stadiya-evolyutsii-pochvi.html.